Agriculture Canada

Research Branch | Direction générale de la recherche

Bulletin technique 1991-1F

Qualité des sols dans le contexte canadien – 1988 documents d'examen

Canada

Qualité des sols dans le contexte canadien – 1988 documents d'examen

Centre de recherches sur les terres
Ottawa (Ontario)

Rédigé par :
S.P. MATHUR et C. WANG

Bulletin technique 1991-1F
CRT Contribution Nº 89-12

Direction générale de la recherche
Agriculture Canada
1991

91-05500/

On peut obtenir cette publication à l'adresse suivante :
Directeur
Centre de recherches sur les terres
Direction générale de la recherche, Agriculture Canada
Ottawa (Ontario)
K1A 0C6

Production du Service aux programmes de recherches

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1991
N° de cat. A54-8/1991-1F
ISBN 0-662-96435-7

Also available in English under the title
Soil quality in the Canadian context – 1988 discussion papers

Illustration de la couverture
Les points sur la carte indiquent
les établissements de recherches
d'Agriculture Canada.

TABLE DES MATIÈRES

N°	Titre	Auteur(s)	Pages
	Préface	J.L. Nowland	1
1.	Concepts et critères relatifs à la qualité du sol dans le contexte de l'Ouest canadien	D.F. Acton	2-5
2.	Critères de qualité des sols dans le contexte de l'Est canadien	D.R. Coote	6-18
3.	Critères de qualité des sols organiques	M. Lévesque S.P. Mathur	19-37
4.	Matière organique et qualité du sol	M. Schnitzer	38-57
5.	Quelques commentaires sur la perte ou l'accumulation de matière organique dans le sol et effets sur la qualité des sols	S.P. Mathur	58-61
6.	Proposition d'un système de classification de la qualité des sols minéraux pour les terres arables	C. Wang D.R. Coote et D.F. Acton	62-73

PRÉFACE

Ce n'est qu'au cours des trois dernières années que s'est manifestée l'urgence de surveiller systématiquement la qualité du sol au Canada. Avant cela, on se préoccupait vaguement du bon état des terres agricoles, que l'on traitait dans une large mesure par des applications de fertilisants. Des spécialistes de tous les coins du pays, lors de discussions en vue de mettre sur pied un programme national de conservation des sols, ont souligné à plusieurs reprises la nécessité de surveiller la qualité du sol. Avant d'entreprendre un important programme de surveillance, il est absolument essentiel de définir la qualité du sol et de bien comprendre que ce terme englobe un certain nombre de caractéristiques. Il est également important de choisir les éléments-clés qui peuvent être étudiés, compte tenu des ressources disponibles, et qui sont essentiels pour la préservation des terres agricoles.

Le concept du développement viable vient à l'esprit. Les articles présentés ici nous paraissent présenter des bases solides sur lesquelles il serait possible d'élaborer des programmes dont les générations futures nous sauront gré.

Le présent rapport traite des critères qui doivent être utilisés pour évaluer la qualité du sol ainsi que des différences de points de vue selon qu'il s'agit de l'est ou de l'ouest du pays. Le rapport traite des sols minéraux et organiques, extrêmement sensibles, bien que de manière différente, aux mauvais traitements. Un schéma de classification est proposé, comme élément important pour organiser nos connaissances. Quelques articles traitent du rôle particulier que joue la matière organique dans les sols - depuis les principes et composantes de base jusqu'aux divers effets sur les caractéristiques des sols relativement à leur utilisation en agriculture.

Nous savons pertinemment qu'un rapport de cette taille ne peut pas traiter de tous les aspects de la qualité du sol. Ainsi, la qualité du sol en ce qui concerne ses caractéristiques physiques n'a été que survolée à cause du manque d'information sur le sujet. De plus, le rôle de la structure des sols dans le maintien des régimes optimaux d'air et d'eau, l'influence de la gestion des terres sur la qualité des eaux souterraines et de nombreuses questions liées à la compaction des sols doivent faire l'objet de plus amples recherches. Malgré ces mises en garde, nous recommandons la lecture de ce rapport à quiconque désire avoir une vue d'ensemble des nombreux aspects primordiaux de la qualité du sol pouvant être touchés de façon importante par la gestion des terres et ayant une importance particulière pour le maintien de nos ressources alimentaires futures.

John L. Nowland
Directeur intérimaire
Centre de recherches sur les terres
Direction générale de la recherche,
Agriculture Canada
Ottawa

CONCEPTS ET CRITÈRES RELATIFS À LA QUALITÉ DU SOL DANS LE CONTEXTE DE L'OUEST CANADIEN

DON. F. ACTON

CONCEPTS DE LA QUALITÉ DU SOL

Tout le monde semble avoir une idée de ce qu'est la qualité du sol, mais peu de gens en ont une définition précise et concise. Anderson (1983) a adapté la définition de Leopold (1949) que voici : «La qualité du sol est la capacité soutenue qu'a un sol d'accepter, d'emmagasiner et de recycler l'eau, les éléments nutritifs et l'énergie.» D'après lui, un sol de bonne qualité possède les caractéristiques suivantes : i) une profondeur suffisamment grande pour permettre l'emmagasinement de l'eau et l'enracinement; ii) des colloïdes organo-minéraux en quantité suffisante pour conserver l'humidité et les éléments nutritifs sous diverses formes disponibles pour les plantes; iii) aucune caractéristique chimique inadéquate, par exemple acidité ou salinité et iv) un état physique propice à l'infiltration de l'humidité et à son emmagasinage, à l'aération et au développement des racines. Le sol doit être capable d'accepter, d'emmagasiner et de recycler l'énergie que renferme la matière organique, moteur des processus biologiques dans le sol, ainsi que d'absorber l'énergie dynamique des gouttes de pluie ou des particules de sol transportées par le vent sans qu'elles emportent le sol.

D'après Anderson (1983), la matière organique est l'une des composantes-clés de la qualité du sol. Nous savons tous que l'érosion peut facilement emporter la matière organique, dont la teneur peut varier selon les pratiques de gestion utilisées.

La qualité du sol et sa productivité sont étroitement liées; il arrive souvent qu'un changement de l'une entraîne un changement de l'autre. Anderson et Gregorich (1983) ont identifié quatre conséquences de l'érosion sur la productivité, donc la qualité du sol : i) perte de la capacité d'emmagasinement de l'eau disponible pour les plantes; ii) perte des éléments nutritifs pour les plantes, iii) dégradation de la structure du sol et iv) augmentation de l'hétérogénéité du sol dans un champ.

D'autres chercheurs, notamment Pierre et al. (1982), ont tenté de quantifier la productivité du sol afin d'évaluer la perte de productivité à long terme résultant de l'érosion. D'après eux, la nature du sol détermine en grande partie le rendement des cultures parce que c'est là où croissent les racines; le climat, la gestion et le potentiel génétique des plantes sont également importants. En s'inspirant de Neill (1982), voici les cinq paramètres du sol que Pierre et al. jugent primordiaux pour la croissance des racines : capacité de rétention d'eau, densité apparente, aération, pH et conductivité électrique. Ils ont de plus fait intervenir un facteur de pondération pour tenir compte des effets de l'épaisseur des couches de sol. Neill (1982) a posé comme hypothèse que les éléments nutritifs ne limitaient pas la croissance des plantes.

Meyer et al. (1985) ont préparé une longue liste de mesures standardisées permettant de quantifier des facteurs qui ont un effet sur la productivité. Les propriétés du sol sont les suivantes : a) propriétés physiques : rétention d'eau, densité apparente, distribution granulométrique, résistance, stabilité structurale, taux d'infiltration et potentiel de retrait-gonflement, b) propriétés chimiques : carbone organique, azote total, rapport C:N, nitrate et ammonium, phosphore organique et inorganique total, capacité d'échange cationique, taux de saturation en bases, pH et peut-être saturation en aluminium, soufre, oligoéléments, sels solubles et rapport d'absorption du sodium, c) propriétés biologiques : indice hétérotrophe, respiration du sol et d) caractéristiques du relief : degré et longueur de la pente, orientation. D'après ces auteurs, les expériences de productivité en fonction de l'érosion doivent également prendre en considération le milieu ambiant, la croissance des plantes et les particularités de la gestion.

Renard et Follett (1985) ont identifié les propriétés du sol utilisées dans le modèle de calcul de l'impact de l'érosion sur la productivité (EPIC) et fourni certaines directives concernant les expériences de productivité ou d'érosion.

Un rapport anonyme et non daté : «Soil Quality Criteria for Agriculture» (Critères de la qualité du sol pour l'agriculture) préparé par un sous-comité du Alberta Soils Advisory Committee (Comité consultatif sur les sols de l'Alberta), et imprimé par Agriculture Canada, présente un certain nombre de critères d'évaluation de la qualité du sol pour la production agricole. En général, ces critères correspondaient à des propriétés qui peuvent être mesurées de façon quantitative dans le sol. L'interprétation des résultats, nécessairement subjective, doit prendre en considération d'autres facteurs, notamment les variables climatiques, les facteurs économiques, les espèces de culture et les pratiques de gestion. Les critères chimiques sont les suivants : i) la réaction du sol, ii) la teneur en sel, iii) le rapport d'absorption du sodium, iv) la concentration de potassium, v) le nitrate soluble et échangeable, vi) les sulfates et les chlorures, vii) les métaux, viii) les matières organiques, ix) les matériaux carbonés étrangers et x) les pesticides. Les critères physiques comportent : i) la vulnérabilité à l'érosion, ii) la perméabilité à l'eau d'irrigation, iii) la densité apparente, iv) le taux de saturation en humidité (%), v) l'humidité disponible, vi) la profondeur de la rhizosphère et vii) la pierrosité. Finalement, ce rapport souligne l'importance des critères microbiologiques, mais précise qu'il n'existe aucun moyen quantitatif simple d'exprimer les processus microbiologiques.

Le Groupe de travail sur la qualité du sol du Comité consultatif sur les sols de l'Alberta s'est penché sur la question des critères de qualité du sol, en ce qui a trait à la perturbation et à la remise en valeur des terres. La classification des sols arables dans les Prairies était fondée sur : i) la réaction, ii) la salinité, iii) la sodicité, iv) le pourcentage de saturation, v) la pierrosité, vi) la texture, vii) la consistance à l'état humide, viii) la teneur en carbone organique et ix) l'équivalent en $CaCO_3$. Pour la classification des sous-sols, la teneur en gypse a été prise en considération mais on n'a pas tenu compte du taux de la matière organique.

La publication spéciale n° 44 de l'American Society of Agronomy (1982) renferme un certain nombre de très bons articles qui traitent des effets des pratiques culturales sur : les propriétés hydrauliques des sols (Klute), la densité apparente des sols et les caractéristiques mécaniques (Cassel), la température et la conductivité thermique des sols (Wierenga et al.) et l'aération des sols (Erickson). Tous ces auteurs soulignent la difficulté de mesurer ces caractéristiques et le fait que les changements apportés à ces caractéristiques, possibles en théorie, ont très peu été étudiés.

CRITÈRES DE QUALITÉ DU SOL

Seuls quelques-uns des paramètres-clés qui peuvent servir à mesurer la qualité du sol ont été décrits brièvement ci-dessus; le choix final des critères devrait dépendre des objectifs visés plus précisément. Par exemple, les critères utilisés pour suivre l'évolution à long terme d'un sol ne sont pas forcément les mêmes que ceux qui servent à évaluer l'état actuel de la qualité du sol (variations de productivité ou pertes causées par l'érosion). On peut choisir, dans ce cas, d'inclure la taille des agrégats et la stabilité pour prédire les pertes causées par l'érosion, paramètres qui ne sont pas toujours nécessaires pour assurer un suivi des variations de la qualité.

Il faut également se fixer un sol de référence; ainsi, au Canada, où la charrue n'est utilisée que depuis cent ans à peine, on se sert fréquemment du sol à l'état vierge ou cultivé comme sol de référence. Cela peut être approprié dans certains cas, mais pas toujours. Un sol cultivé depuis moins de 10 à 20 ans conviendrait peut-être mieux.

RÉFÉRENCES

Alberta Soils Advisory Committee. Soil quality criteria for Agriculture. Agriculture Canada. 6 pp.

Anderson, D.W. and E.G. Gregorich. 1983. Effect of soil erosion on soil quality and productivity. Pp. 105-113 In Soil Erosion and Land Degradation. Sask. Inst. of Pedology, Saskatoon.

Cassel, D.K. 1982. Tillage effects on soil bulk density and mechanical impedance. ASA Sp. Publ. 44: 45-67.

Klute, A. 1982. Tillage effects on the hydraulic properties of soil: a review. ASA Special Publ. 44: 20-43.

Meyer, L.P., A. Bauer and R.D. Heil. 1985. Experimental approaches for quantifying the effect of soil erosion on productivity. Pp. 213-234 in R.F. Follett, B.A. Stewart, eds. Soil Erosion and Crop Productivity. Amer. Soc. Agron., Madison, Wisc.

Renard, K.G. and R.F. Follett. 1985. A research strategy for assessing the effect of erosion in future soil productivity in the United States. Pp. 691-702 in S.A. El Swaify, W.D. Moldenhauer and Andrew Lo, eds. Soil Erosion and Conservation. Soil Cons. Soc. Amer.

Soil Quality Criteria Working Group. 1987. Soil quality criteria relative to disturbance and reclamation (revised). Soils Branch, Alberta Agriculture, Edmonton, Alta.

CRITÈRES DE QUALITÉ DU SOL DANS LE CONTEXTE DE L'EST DU CANADA

D.R. COOTE

INTRODUCTION

La présente étude traite des effets de l'érosion (hydrique et éolienne), de l'acidification et de la compaction sur la qualité du sol. Le concept de «qualité du sol» peut se comprendre de deux façons :

A. Une série de critères permettant d'évaluer, en fonction de normes déterminées, si un sol donné peut servir à une fin précise. Par exemple, s'il s'agit d'appliquer des critères de qualité du sol en vue de maximiser la productivité agricole ou sylvicole d'une surface unitaire, ces critères devront refléter le potentiel de productivité du sol pour des cultures données. Cela s'apparente en de nombreux points à la classification des sols en fonction des possibilités d'utilisation à des fins agricoles ou forestières.

B. Les propriétés d'un sol. Dans ce cas, il serait plus juste de parler des «qualités du sol».

Les auteurs du présent article privilégient la première de ces deux définitions.

Dans l'est du Canada, la détérioration de la qualité du sol résultant de l'érosion hydrique fait l'objet d'études depuis plusieurs décennies. Par exemple, la perte de productivité des sols due à l'érosion a été étudiée pour le sud-ouest ontarien (Battison et al., 1984), l'est ontarien (Ripley et al., 1966), le Québec (Dubé, 1975) et l'Île-du-Prince-Édouard (Stewart et Himelman, 1975). La seule étude actuelle de surveillance continue et directe de l'érosion du sol et de ses effets sur la productivité se fait dans la région de culture de la pomme de terre du nord-ouest du Nouveau-Brunswick (T.L. Chow, communication personnelle). À certains endroits en Ontario, au Québec et à l'Île-du-Prince-Édouard des chercheurs examinent les effets de diverses pratiques culturales du sol sur l'érosion (eaux de pluie et de fonte des neiges) à l'aide de simulateurs de précipitations (G.J. Wall, G. Meyhus, A. Pesant et J.R. Burney, communication personnelle). Le principal objet de ces expériences est d'améliorer la capacité de prévision de l'érosion hydrique et d'évaluer l'effet de diverses options de pratiques culturales du sol sur les taux d'érosion.

L'érosion éolienne a moins fait l'objet d'études dans l'est du Canada, bien que depuis quelques années des épisodes d'érosion éolienne intenses se soient manifestées dans le sud-ouest de l'Ontario (Fitzsimons et Nickling, 1982) et à certains endroits dans la partie inférieure de la vallée du Saint-Laurent, au Québec (F. Fournier, communication personnelle). Ces épisodes se produisent aussi à l'occasion à l'Î.-P.-É., dans la vallée d'Annapolis en Nouvelle-Écosse et à Terre-Neuve. Les pertes de productivité n'ont pas été bien étudiées, mais l'on pense que l'abrasion causée par les particules de sable poussées par le vent a entraîné une baisse du rendement.

L'acidification du sol est bien comprise bien que peu étudiée, parce qu'il est souvent difficile de distinguer les sols à pH naturellement faible des sols qui ont été acidifiés artificiellement (pluies acides ou fertilisants). Des essais réalisés en laboratoire à l'Île-du-Prince-Édouard ont montré, par exemple, que le pH des échantillons étudiés avait diminué de façon progressive au fil des ans (Veinot, 1978). D'après des rapports portant sur la perte de rendement dans les sols sableux du sud de l'Ontario le pH (inférieur à 4,0) serait responsable en partie de cette diminution (Protz et al., 1977). Dans ce cas, les sols seraient normalement considérés comme étant calcaires, comme ils le sont sous la couche arable. Une large part des sols du Bouclier canadien, de l'est du Québec et de la région atlantique sont des podzols et affichent donc un pH naturellement faible. Dans ces régions, l'ajout d'amendements calcaires est pratique courante; en fait, la correction de l'acidité est relativement facile et peu coûteuse. L'apparition de zones d'acidification, comme dans le sud de l'Ontario, pourrait placer les agriculteurs devant de nouvelles séries de contraintes et de besoins.

La compaction du sol est le phénomène le moins étudié et le moins bien compris; il s'agit cependant du problème qui pourrait entraîner la plus grande perte de rendement. La compaction du sol produit un horizon Ap très mal structuré ou une dense couche à faible perméabilité, située immédiatement sous la couche Ap (semelle de labour). Dans le premier cas, le type de culture peut être en partie responsable de ce type de «compaction»; par exemple, la monoculture de maïs est souvent associée à ce problème. Dans le deuxième cas, la compaction pourrait résulter plutôt du travail du sol, notamment lorsqu'il est trempé, et d'une charge élevée des roues.

Il existe peu de données chiffrées permettant de déterminer l'étendue et même la présence de la compaction du sol dans les champs. Par exemple, dans un champ de l'est ontarien où l'agriculteur prétendait avoir un problème de «compaction», l'examen de la structure du sol et la mesure du Ksat ont révélé que les conditions étaient plutôt favorables à la libre croissance des racines (J.A. McKeague, C. Wang, communication personnelle). Au moment de l'examen, le champ était cultivé en orge depuis un an; il était cultivé uniquement en maïs avant cela. Il n'est pas clair si la culture de l'orge avait permis de corriger le problème ou s'il y avait réellement un problème. Des agriculteurs du sud-ouest ontarien ont signalé que les drains souterrains espacés de 50 pieds ne fonctionnaient plus adéquatement; on a donc installé de nouveaux drains entre les anciens. Ces mesures résultent peut-être aussi en partie de pressions exercées par des entreprises spécialisées en drainage. Dans les basses-terres du Saint-Laurent au Québec, la compaction du sol s'observe souvent sous certains types de culture, comme le maïs et la betterave (G. Meyhus, communication personnelle). Certains agriculteurs utilisent des charrues sous-soleuses, ce qui leur coûte cher, pour tenter d'améliorer la migration de l'eau dans les sols les plus touchés.

Dans la région de la culture de la pomme de terre du Nouveau-Brunswick, la compaction du sol semble être partiellement liée à l'érosion. La perte des couches superficielles, qui se trouvent au-dessus des couches souterraines naturellement compactes, produit un horizon Ap plus dense et pourrait expliquer certains des problèmes de «compaction» qui ont été signalés. On

peut s'attendre à ce que les lourdes machines de récolte, sources de vibrations, entraînent un certain degré de compaction dans le cas de sols détrempés.

Des études réalisées sur des parcelles expérimentales dans des sols argileux du sud-ouest québécois ont montré le rôle de la pression des pneus, du patinage des roues et de l'eau dans le sol dans l'augmentation de la densité apparente du sol au cours des travaux des champs (Raghavan et al., 1977a, b). Reid et Goss (1982) ont montré que les racines de maïs augmentent les problèmes de structure du sol; cela semble avoir été confirmé par des études réalisées en laboratoire sur un sol du sud de l'Ontario (B. Kay, communication personnelle). On a également observé que les racines de certaines plantes, notamment le brome, renforcissaient la structure du sol. Ces effets semblent cependant varier beaucoup en fonction des saisons, comme cela a été démontré au Québec, dans des parcelles expérimentales et en laboratoire, à partir d'un indice des agrégats stables à l'eau (D. Angers, communication personnelle). Une étude récente vise à définir la compaction d'un sol d'une façon qui pourrait être mesurée quantitativement au champ (Kay et al., 1986). Wang et al. (1985b) ont montré que des interprétations morphologiques de la distribution des racines et des biopores et de la structure du sol ont permis de prédire de façon relativement fiable les catégories de conductivité hydraulique du sol (Wang et al., 1985b).

Il s'agit donc de déterminer, de définir et de quantifier les propriétés du sol qui sont touchées par l'érosion, la compaction et l'acidification; il faut aussi préciser les limites pour chaque propriété (seule ou en combinaison avec d'autres) permettant de caractériser la productivité du sol. Ces limites doivent cependant être suffisamment sensibles pour que toute variation de la productivité du sol résultant de la dégradation puisse être détectée. Nous disposerons alors d'un «réseau d'alerte rapide» en ce qui a trait à la perte de productivité du sol.

CRITÈRES

Aux fins du présent exposé, les critères de qualité du sol seront classés en deux catégories : i) ceux qui déterminent l'ampleur et l'importance d'un problème qui s'est déjà produit (effet cumulatif) et ii) ceux qui permettent d'identifier un problème potentiel (risque).

Érosion du sol

i. Effets cumulatifs de l'érosion : Il n'existe pas de critères bien établis permettant de déterminer la perte de qualité ou de productivité du sol résultant de l'érosion. L'épaisseur de la couche arable sert fréquemment d'indicateur, mais il s'agit d'un critère peu intéressant. En effet, le terme «épaisseur» de la couche arable perdue n'a presque aucun sens puisque le mélange qui se produit à mesure que l'horizon A s'amincit entraîne des variations continuelles. Les critères de variation de la profondeur d'enracinement ou de la capacité de rétention d'eau, ou les deux, sont à peine meilleurs. En effet, il existe rarement une limite distincte sous laquelle les racines ne pénétreront pas ou à travers

laquelle l'eau ne se déplacera pas dans un plan vertical; il n'existe donc aucun rapport direct entre ces critères et l'érosion d'un sol. Il est également possible qu'un sous-sol ait une capacité de rétention d'eau supérieure à celle du sol superficiel. La perte de productivité du sol a été calculée en fonction de la perte de rendement par profondeur unitaire de sol érodé (Lyles, 1975). Cela ne tient pas compte des problèmes de non-linéarité et de mélange, ainsi que de la variabilité des techniques de gestion du sol; cette façon de faire n'a, de plus, aucun fondement scientifique. Dans le cas où des couches peuvent être facilement distinguées (par exemple, des teneurs en Fe maximales - Olson et Beavers, 1987), la variation d'épaisseur peut donner une indication de la perte de sol, mais pas nécessairement de la perte de productivité. Une variation de l'abondance relative de 137Cs dans le sol est une autre mesure de perte de sol, mais ne vaut que pour l'érosion qui s'est produite au cours des vingt dernières années (deJong et al., 1983). Parce que les chercheurs connaissent assez peu les niveaux d'érosion qui se sont manifestés il y a plus de deux décennies, ce critère pourrait être le meilleur que nous possédons à l'heure actuelle. Il permet également d'évaluer les dépôts de sol sur les champs érodés. Ces dépôts pourraient bien expliquer une certaine part de la variabilité observée dans les mesures d'épaisseur du sol.

Les variations des propriétés physiques du sol résultant de l'érosion ont été peu étudiées. Dans certains cas, il semble y avoir une augmentation de la teneur en sable, accompagnée d'une perte d'argile et de matière organique vu le potentiel élevé de transport et d'érosivité de ces matériaux (Spires et Miller, 1978). D'autre part, le sable représentant souvent la fraction dominante des dépôts dans le champ, vers le bas de la pente (Bourget et Mclean, 1963), des augmentations de la teneur en sable peuvent donc être causées par érosion ou par accumulation. Il peut être difficile de distinguer ces deux causes l'une de l'autre. Les variations de texture (et de structure) peuvent également résulter du mélange des couches superficielles et des couches sous-jacentes dont la texture est différente; cela serait difficile à distinguer des effets de l'érosion différentielle à la surface.

ii. Risque d'érosion : La méthode la plus fréquemment utilisée d'estimation du risque de l'érosion du sol par la pluie est la Universal Soil Loss Equation (équation universelle de perte du sol : USLE). Les facteurs de l'USLE ont été établis aux États-Unis après de nombreuses années de recherches. Pour utiliser cette équation il faut connaître au moins la texture du sol et sa teneur en matière organique, l'angle et la longueur de la pente ainsi que l'énergie de la pluie (Wischmeier et Smith, 1978). Au Canada, le facteur climatique est de toute évidence beaucoup plus complexe. En fait, l'effet du gel et du dégel sur l'érosivité du sol n'est pas encore entièrement connu, bien que l'on estime que la surface d'un sol tout juste dégelé et qui repose sur un sol gelé est probablement 10 à 15 fois plus érodable que ne l'indique l'estimation «annuelle moyenne» obtenue par la méthode de l'USLE (Coote et al., 1988a; Wall et al., 1988). Par contre, à la fin de l'été, lorsque la surface du sol est sèche et dure ou, lorsqu'elle est gelée en hiver, l'érosivité pourrait être inférieure à ce que laisse croire l'estimation obtenue par l'USLE

(Kirby et Meyhus, 1987). Il est nécessaire de déterminer l'érosivité saisonnière afin d'estimer les risques d'érosion hydrique pour diverses cultures et différents scénarios de gestion du sol au Canada.

L'application des facteurs climatiques à l'érosion hydrique au Canada doit tenir compte du ruissellement de l'eau de fonte des neiges et de la fréquence des cycles de gel et de dégel. Le facteur de l'eau de fonte a été traité très brièvement dans l'étude de l'USLE, dans la partie sur les précipitations hivernales totales (Wischmeier et Smith, 1978), mais le facteur des cycles de gel-dégel n'a pas du tout été inclus.

La US Wind Erosion Equation (équation américaine d'érosion éolienne) est le seul outil qui permet à l'heure actuelle d'estimer le risque d'érosion éolienne dans l'est du Canada (Woodruff et Siddoway, 1965). Pour utiliser une autre méthode, appliquée avec succès dans la région des Prairies (Coote et al., 1988b), il faut des données sur l'humidité du sol qui ne sont pas encore disponibles pour l'est du Canada. Comme pour l'érosion hydrique, l'érosion éolienne semble être maximale tout de suite après la fonte printanière là où s'observent des agrégats granulaires fins à la surface des sols secs (Hilliard et al., 1988). Les tableaux américains de l'érosivité des sols en fonction de la texture semblent sous-estimer l'érosion éolienne des sols canadiens au début du printemps, lorsque le problème est généralement le plus marqué.

Acidification du sol

i. Acidité cumulative : L'évaluation du degré d'acidification du sol à un endroit donné se limite essentiellement, pour des raisons pratiques, à celui qui résulte de l'application de fertilisants. Une telle évaluation n'est fiable que s'il est possible de comparer le sol à un autre sol semblable, de la même zone, qui n'a jamais été amendé (ni chaulage, ni fertilisant). L'examen de la variation de pH dans des champs d'une même région, où le type de sol est le même, mais où les pratiques de fertilisation et de chaulage ont été différentes, peut fournir une estimation préliminaire de l'acidification passée. Les critères sont le pH du sol, la capacité d'échange cationique et la saturation en bases. Un ou plusieurs de ces paramètres sont déterminés depuis des décennies sur des échantillons de sols cultivés par des laboratoires provinciaux d'essai sur les sols. Les recommandations portent généralement sur la quantité de chaux nécessaire pour que le pH du sol atteigne le niveau qui convient aux plantes cultivées. Dans les cas où les résultats d'essais sur les sols sont disponibles pour un même champ sur une période de plusieurs années, on peut estimer le taux d'acidification. Il faut être très prudent dans l'évaluation des valeurs du pH obtenues de cette façon si le champ a été échantillonné à des périodes différentes de l'année ou si les techniques utilisées en laboratoire ont changé.

ii. Risque d'acidification : Le risque d'acidification du sol peut être estimé à partir de données portant sur les bases échangeables et la «capacité tampon». Le cas échéant, les bases échangeables peuvent être estimées à partir du pH et de la capacité d'échange cationique (CEC)

et la CEC peut être estimée à partir de la texture et de la teneur en matières organiques (Wang et Coote, 1980).

L'acidification résultant de la fertilisation peut être estimée à partir de la quantité connue de fertilisants utilisés. Tisdale et Nelson (1985) ont publié des tableaux de l'acidité produite par l'ajout de divers fertilisants. L'apport en pluies acides est aussi généralement connu; Barrie et al. (1980) ont publié une carte des configurations des précipitations pour tout l'est du Canada. Les lignes relient des valeurs ponctuelles déterminées à partir de données sur les retombées atmosphériques prélevées à des sites d'échantillonnage. L'auteur a élaboré un modèle permettant d'estimer le taux d'acidification du sol en fonction des cycles des bases et des acides dans le sol et les cultures; les données d'entrée peuvent être les quantités de fertilisants et de pluies acides pour un type de sol et une pratique culturale donnés.

Compaction du sol

i. Compaction cumulative : La compaction du sol qui s'est déjà produite a été estimée à partir d'un certain nombre de propriétés physiques du sol, notamment la densité apparente, le Ksat, la résistance au pénétromètre, les taux de diffusion d'oxygène, la porosité, la structure, la micromorphologie et les modes de distribution des racines (Coote et Ramsey, 1983; Taylor et al., 1981; Wang et al., 1985a). Pour chacune de ces propriétés il semble y avoir une série de problèmes associés à la variabilité entre les sites, à la texture et à la teneur en humidité.

La densité apparente semble l'une des mesures les plus évidentes pour évaluer la compaction d'un sol puisqu'il s'agit d'une mesure directe d'une propriété du sol qui représente en principe un indicateur clair du degré de resserrement des particules de sol, c'est-à-dire de la «compaction du sol». Cela n'est cependant pas si simple. D'abord, la densité apparente est fonction de la densité des particules de sol pour tout «degré de compaction». La densité particulaire est moins grande pour l'argile que pour le sable et l'est encore moins pour la matière organique. De plus, la densité varie en fonction de la minéralogie chez les argiles. Ensuite, les sols riches en argile ou en matière organique rétrécissent ou gonflent selon les modifications de la teneur en humidité, faisant ainsi varier la densité apparente alors que la compaction ne change pas.

Troisièmement, il est difficile et long de mesurer avec précision la densité apparente sur le terrain. De même, une certaine part de compression ou d'éclatement, selon la teneur en humidité, est presque inévitable dans le cas des méthodes de carottage (Blake, 1965). L'atténuation des radiations provenant d'une source abaissée dans un trou dans le sol est moins destructrice et beaucoup plus rapide. Le perfectionnement récent des instruments à deux sondes exploratrices parallèles a simplifié la mesure des variations de la densité apparente en fonction de la profondeur (Gameda et al., 1983). Il n'est cependant possible que de mesurer la densité humide de cette façon; des mesures

précises de l'humidité du sol sont nécessaires afin de pouvoir déterminer la densité apparente réelle.

Des travaux de recherche réalisés dans la région d'Ottawa semblent indiquer que le Ksat in situ est l'un des meilleurs indicateurs de la «compaction» (Coote et Ramsey, 1983). Ce paramètre a été déterminé à l'aide d'un perméamètre à entrée d'air, ce qui est une technique lente. La variabilité du Ksat est très élevée lorsqu'il est mesuré sur le terrain; l'utilisation du perméamètre de Guelph pourrait permettre d'augmenter le nombre de mesures, et donc fournir de meilleures estimations du Ksat moyen de chacune des zones de profondeur du sol là où cette méthode fonctionne bien. La méthode morphologique simple d'examen de la structure du sol (y compris les pores) a permis de calculer avec succès le Ksat vertical (McKeague et al., 1986) et horizontal (Wang et al., 1985b).

La méthode de la résistance au pénétromètre (RP) est également attirante par principe parce qu'elle évoque l'image des racines qui tentent de pénétrer le sous-sol. Malheureusement, la RP est étroitement liée à l'humidité du sol et doit donc être utilisée avec des courbes d'étalonnage humidité/RP ou limitée à des comparaisons à l'intérieur d'un seul site où l'humidité du sol ne risque de varier que très légèrement. Les instruments à enregistreurs de données automatiques fournissent des résultats très rapidement, dont l'interprétation demeure difficile; il est aussi compliqué d'établir des limites.

Les taux de diffusion de l'oxygène (TDO) sont une autre façon de mesurer indirectement la compaction du sol (Lemon et Erickson, 1952). Le déplacement d'oxygène vers une électrode qui peut être insérée à une profondeur choisie dans le sol simule l'apport en oxygène aux racines des plantes, indiquant ainsi la qualité relative de l'environnement gazeux de la racine; des valeurs faibles représentent des conditions de compaction dans les sols à texture fine. Cette méthode a tendance à produire des résultats dont la variabilité est très élevée parfois pour un même site (Coote et Ramsey, 1983). En effet, c'est dans le sol qui entoure immédiatement la très petite électrode (4 mm) qu'est déterminé le TDO; selon que l'électrode est dans un agrégat ou dans un macropore entre deux agrégats, la valeur obtenue sera très différente.

La porosité est un terme que l'on peut comprendre de diverses façons. La porosité peut servir à décrire l'espace total occupé par les pores, peu importe la teneur en humidité, depuis l'échantillon saturé jusqu'à l'échantillon séché à l'étuve, ou l'espace empli d'air pour une teneur en humidité ou tension de l'eau précisées (Vomocil, 1965). La porosité est une mesure directe de la compaction du sol, étroitement liée à la densité apparente. La mesure de la porosité comporte des difficultés semblables à celles de la mesure de la densité apparente.

L'examen de la structure, ou macromorphologie, est l'une des meilleures méthodes d'identification d'un sol à grande compaction (McKeague et al., 1987). En effet, la description de la taille, de la forme et de la

résistance des agrégats fournit beaucoup de renseignements sur l'état du sol. Cependant, ces descriptions peuvent être subjectives et l'examinateur devrait suivre avec attention la méthode quantitative (McKeague et al., 1986) pour décrire la morphologie du sol.

L'examen de la micromorphologie du sol fournit des renseignements plus détaillés sur le tassement, l'orientation et la cimentation des particules. La micromorphologie est difficile à quantifier mais peut quand même être utile, ajoutée aux autres observations, aux données sur la densité apparente, etc.

Les configurations de la distribution et de la densité des racines peuvent être des indicateurs directs des problèmes de compaction du sol; leur quantification est cependant destructrice et très longue à réaliser (Stone et al., 1987). Les configurations de la distribution des racines peuvent correspondre à des horizons compactés et à des discontinuités dans ces horizons. L'étude de ces configurations, ainsi que d'autres données, pourraient fournir l'information la plus claire en ce qui a trait à la nature et à l'ampleur du problème de compaction du sol.

ii. Risque de compaction : À l'heure actuelle, le risque de compaction du sol n'a été calculé qu'à partir d'un rapport général entre la texture, le drainage et le passage des équipements mécaniques (Fox et Coote, 1986). Comme ce rapport a été calculé à partir d'observations non quantifiées, il s'agit d'un indice sans unité. La compactibilité, déterminée à partir des essais de densité Proctor normaux réalisés en laboratoire, est un indice qui convient à l'interprétation technique; la compactibilité a servi à déterminer la vulnérabilité d'un sol à la compaction dans des droits de passage de lignes de transmission (McBride, 1983). La classification de la vulnérabilité des sols à la compaction obtenue de cette façon ne semble pas refléter les problèmes de «compaction» signalés par les agriculteurs. Aucune autre méthode d'évaluation des risques n'a encore été publiée, bien que des chercheurs à Guelph travaillent à l'élaboration d'une méthode à l'heure actuelle (R. McBride, communication personnelle).

ANALYSE ET CONCLUSION

Les critères potentiels d'évaluation de la qualité du sol minéral sont nombreux. Les données scientifiques nécessaires pour le choix objectif de critères et la vérification de modèles sont généralement rares. Les chercheurs préfèrent souvent utiliser les propriétés chimiques et physiques qu'ils savent d'expérience interpréter. Il n'est peut-être pas encore possible de faire l'unanimité sur le choix des critères permettant de surveiller et d'évaluer la qualité du sol.

Comme il est inévitable que tout projet d'évaluation de la qualité du sol soit limité par des contraintes économiques, il faut recueillir, à moindre prix, la plus grosse quantité possible d'information, plutôt que de «données». Il est donc important de réaliser d'abord les examens qui fournissent, à faible coût, beaucoup de renseignements sur la qualité du sol.

i) Dans un site, sans l'aide d'instruments particuliers ou sans analyse, il est facile d'estimer ou de mesurer la profondeur du matériau parental ou de la couche limitant la pénétration des racines, la texture, la couleur, la structure, la distribution des biopores et des racines, la pente et la classe de drainage. Les classifications, déterminées à partir de l'interprétation de ces observations, par exemple la classification de la conductivité hydraulique (McKeague et al., 1986) permettent de maximiser encore plus ces renseignements obtenus de façon relativement facile. Toute trace d'érosion éolienne ou hydraulique devrait également être notée et décrite. De même, le modelé du relief, l'utilisation du sol et le système d'exploitation doivent être notés pour chaque site.

ii) L'étude de la qualité du sol d'un site devrait probablement comporter l'examen des tests les plus simples, réalisés en laboratoire, qui fournissent des renseignements sur la productivité du sol. La teneur en matière organique, le rapport C/N, le pH, la CEC et les bases échangeables de la couche superficielle, étudiés ensemble avec les observations déjà amassées sur le terrain, permettent d'avoir une idée de la fertilité du sol et de la sensibilité du sol à l'acidification. La teneur en matière organique donne une indication de l'érosivité du sol et de sa vulnérabilité à la compaction, surtout là où des différences s'observent entre des sites au sol semblable ou dans les cas où des variations s'observent avec le temps. Mis à part le pH, plutôt soumis à des variations saisonnières, ces mesures réalisées en laboratoire sont relativement sensibles aux modifications apportées par l'érosion ou les cultures intensives.

iii) Ensuite, l'évaluation de la qualité du sol nécessitera une analyse granulométrique complète, par intervalles de profondeur déterminés en fonction des caractéristiques du profil, afin de quantifier les estimations faites sur le terrain par détermination à la main de la texture. Cela pourrait être suivi par une série de courbes de désorption de l'humidité du sol (pour des intervalles de profondeur semblables) à partir desquelles il sera possible de déterminer la capacité de rétention d'eau, la distribution de la taille des pores et des pores remplis d'air, pour un potentiel de l'eau du sol donné. Cette information permet généralement de caractériser le degré et la nature de toute compaction qui peut se produire. Il faut également déterminer le P et le K extractibles qui permettent de mieux évaluer la fertilité du sol.

iv) Finalement, l'étude peut se poursuivre selon les intérêts de l'examinateur, en fonction du temps et du budget dont celui-ci dispose. Nombre des essais dont il a été question précédemment peuvent être réalisés si on en comprend bien le but et si on sait comment les interpréter.

Les trois premières étapes, mentionnées ci-dessus, d'une étude de qualité du sol représentent le minimum de ce qui devrait être entrepris pour la surveillance continue des sols minéraux dans l'est du Canada, respectivement pour chacun des trois champs d'intérêt suivants :

i) Une cartographie généralisée des problèmes de compaction et d'érosion du sol existants et potentiels pour toute une gamme d'échelles.

ii) L'établissement d'un réseau de sites de référence qui pourraient être examinés à des intervalles de 5 à 10 ans afin d'évaluer toute modification qui pourrait avoir un effet notable sur la productivité du sol à l'échelle régionale et qui permettrait de comparer la qualité du sol pour l'agriculture avec les unités cartographiées ou les sites cartographiés à l'échelle du 1:50 000 ou moins.

iii) L'établissement de sites détaillés de surveillance de la qualité du sol dans des sols d'importance régionale ou locale, ou dans des sols pour lesquels la surveillance de la dégradation est très importante pour des raisons économiques ou environnementales.

Les études de qualité du sol les plus détaillées (iv) devraient probablement être réservées aux sites où des projets de recherche sont en cours et où le chercheur est le principal responsable de l'interprétation et de la présentation des données.

RÉFÉRENCES

Barrie, L.A., Wiebe, H.A., Felling, P. and Anlauf, K. 1980. APN, the Canadian and Air Precipitation Monitoring Network. Report AQRB-80-002-7, Atmospheric Environment Service, Env. Can. Downsview, Ont. 28 pp.

Battison, L.A., Groenevelt, P.H., Harlin, J. and Thomas, R.L. 1984. Barriers to sustained intense agricultural production on Ontario soils. U. of Guelph. Notes on Agriculture 14(2):9-14.

Blake, G.R. 1965. Bulk density. (In) Methods of soil analysis. Chap. 30, pp. 374-390. Agronomy No. 9., Am. Soc. of Agron., Madison, Wisc. USA

Bourget, S.J. and Mclean, A.J. 1963. The effect of water erosion on physical and chemical properties of Rideau clay. Can. J. Soil Sci. 43:370-376.

Coote, D.R., and Ramsey, J.F. 1983. Quantification of the effects of over 35 years of intensive cultivation on four soils. Can. J. Soil Sci. 63(1):1-14.

Coote, D.R., Malcolm-McGovern, C.A., Wall, G.J., Dickinson, W.T. and Rudra, R. 1988a. Seasonal variation of erodibility indices based on shear strength and agrégate stability in some Ontario soils. Can. J. Soil Sci. 68:405-416.

Coote, D.R., Padbury, G.A. and Pettapiece, W.W. 1988b. Wind Erosion Risk Map of Alberta. L.R.R.C., Agriculture Canada, Ottawa, Ont., (in press).

De Jong, E., Begg, C.B.M., and Kachanoski, R.G. 1983. Estimates of soil erosion and deposition for some Saskatchewan soils. Can. J. Soil Sci. 63:607-617.

Dubé, A. 1975. L'eau et l'érosion des sols. Ressources, 6(4):8-15.

Fitzsimons, J.G. and Nickling, W.G. 1982. Wind erosion of agricultural soils in southwestern Ontario. Rep. no. 13. Studies in Rural Adjustment. Dept. of Geog., U. of Guelph, 46 pp.

Fox, M.G. and Coote, D.R. 1986. A preliminary economic assessment of agricultural land degradation in Atlantic and Central Canada and southern British Columbia. Cont. LRRI 85-70, Development Policy Directorate, Regional Development Br., Agric. Can., Ottawa, Ont.

Gameda, S., Raghavan, G.S.V., McKeyes, E. and Theriault, R. 1983. Single and dual probes for soil density measurement. Paper presented at ASAE Winter Meeting, Chicago, Ill., Dec. 13-16.

Hilliard, C.R., Rostad, H.P.W., and Stushnoff, R. 1988. Wind erodibility of Saskatchewan soils. Pub. M87., Sask. Inst. Ped., U. of Sask., Saskatoon, Sask. 12 pp.

Kay, B.D., Groenevelt, P.H., Angers, D. and Rachar, D. 1986. The developement and evaluation of methods to characterize soil structure. (Abs.) Soil and Till. Res., 8:359.

Kirby, P.C. and Meyhus, G.R. 1987. Seasonal variation of soil erodibilities in southwestern Quebec. J. Soil and Water Conserv. 42:211-215.

Lemon, E.R. and Erickson, A.E. 1952. The measurement of oxygen diffusion in the soil with a platinum microelectrode. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 16:160-163.

Lyles, L. 1975. Possible effects of wind erosion on soil productivity. J. Soil and Water Cons. 30:279-283.

McBride, R.A. 1983. Interpretation of agronomic suitability of compacted surface soils as plant growth media. Rept. No. 83578, Land Use and Environmental Planning Dept., Route and Site Selection Division, Ontario Hydro, Toronto, Ont., 89 pp.

McKeague, J.A., Wang, C. and Coen, G.M. 1986. Describing and interpreting the macrostructure of mineral soils - a preliminary report. Research Branch, Agric. Can., LRRI 84-50, 47 pp.

McKeague, J.A., Fox, C.A., Stone, J.A. and Protz, R. 1987. Effects of cropping system on structure of Brookston clay loam in long-term experimental plots at Woodslee, Ontario. Can. J. Soil Sci. 67:571-584.

Olson, K.R. and Beavers, A.H. 1987. A method to estimate soil loss from erosion. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:441-445.

Protz, R., Acton, C.J. and Lane, T.J. 1977. Low yield spots in intensively used farms. Rep. on Proj. A-388-33 of OMAF, Dept. Land Res. Sci., U. of Guelph, Feb., 43 pp.

Raghavan, G.S.V., McKyes, E., Stemshom, E., Craig, A. and Beaulieu, B. 1977a. Vehicle compaction patterns in clay soil. Trans. ASAE, 20:218-220, 225.

Raghavan, G.S.V., McKyes, E. and Chassé, M. 1977b. Effect of wheel slip on soil compaction. J. Agr. Eng. Res. 22:79-83.

Reid, J.B. and Goss, M.J. 1982. Effect of living roots of different plant species on the agrégate stability of tow arable soils. J. Soil Sci. 32:521-541.

Ripley, P.O., Kalbfleisch, W., Bourget, S.J. and Cooper, D.J. 1961. Soil erosion by water. Pub. no. 1083, Agric. Can., Ottawa, Ont. 35 pp.

Spires, A. and Miller, M.H. 1978. Contribution of phosphorus from agricultural land to streams by surface runoff. Rept. Proj. 18, Agr. Watershed Studies, PLUARG, IJC, Windsor, Ont., 101 pp.

Stewart, N.E. and Himelman, D.E. 1975. Soil erosion studies on Prince Edward Island. Paper presented at ASAE meeting, Cornell U., Ithaca, N.Y., August 17-20.

Stone, J.A., McKeague, J.A. and Protz, R. 1987. Corn root distribution in relation to long-term rotations on a poorly drained clay loam soil. Can. J. Plant Sci. 67:231-234.

Taylor, F., Raghavan, G.S.V., McKyes, E., Negi, S., Vigier, B. and Stemshorn, E. 1981. Soil structure and corn yields. Trans. ASAE, 24:1408-1411.

Tisdale, S.L. and Nelson, W.L. 1985. Soil fertility and fertilizers. Chap. 11., 4th Ed. MacMillan Pub. Co., New York.

Veinot, R. 1978. Organic matter and pH levels in P.E.I. farm soil samples 1972-1977. Soil and Feed Test Lab., Tech. Serv. Br., PEI Dept. Agric. and For., 13 pp.

Vomocil, J.A. 1965. Porosity. (In) Methods of Soil Analysis. Chap. 21, pp. 299-314. Agronomy No. 9. Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., USA.

Wall, G.J., Dickinson, W.T., Rudra, R. and Coote, D.R. 1988. Seasonal soil erodibility variation in southwestern Ontario Can. J. Soil Sci., 68:417-424.

Wang, C. and Coote, D.R. 1980. Sensitivity of agricultural land to long-term acid precipitation in Eastern Canada. Research Branch, Agric. Can., LRRI 98, 9 pp.

Wang, C., McKeague, J.A. and Switzer-Howse, K.D. 1985a. Saturated hydraulic conductivity as an indicator of structural degradation in clayey soils of the Ottawa area, Canada. Soil Tillage Res. 5:19-31.

Wang, C., McKeague, J.A. and Topp, G.C. 1985b. Comparison of estimated and measured horizontal Ksat values. Can. J. Soil Sci. 65:707-715.

Wischmeier, W.S. and Smith, D.D. 1978. Predicting rainfall erosion losses. USDA Handbook 282., 60 pp.

Woodruff, N.P. and Siddoway, F.H. 1965. A wind erosion equation. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 29:602-607.

CRITÈRES DE QUALITÉ DES SOLS ORGANIQUES

M. LÉVESQUE et S.P. MATHUR

INTRODUCTION

Il n'y a pas si longtemps, on considérait les tourbières canadiennes comme étant des terrains incultes qui entravaient le transport et le développement des sols minéraux avoisinants. Aujourd'hui, les sols organiques de plusieurs régions ont une grande valeur puisqu'ils produisent des cultures évaluées à 75 millions de dollars (1988). De toute évidence, les tourbières doivent l'intérêt qu'elles suscitent au développement de nouvelles techniques de gestion du sol et à l'établissement d'une industrie horticole viable.

Les tourbières s'observent fréquemment dans les zones tempérées et subarctiques qui ont déjà été recouvertes de glaciers; en milieu plus chaud, elles s'observent généralement en altitude et dans les plaines d'inondation fluviales, les deltas et les estuaires. Environ 12 % de la surface terrestre du Canada est recouverte d'au moins 40 cm de matériaux organiques moyennement décomposés ou de 60 cm de matériaux organiques légèrement décomposés. Au Canada, les sols organiques représentent les sols dominants sur 927 113 km^2 et s'observent en association avec d'autres sols sur une superficie additionnelle de 152 751 km^2. Environ 60 % de ces sols sont gelés en permanence (Clayton et al., 1977; Tarnocai, 1980). Comme les zones de tourbières exploitées sont situées dans les régions les plus tempérées du pays, les tourbières cultivées ont une étendue limitée, dont la proportion est faible par rapport à la superficie totale des tourbières. Par exemple, sur plus de 20 millions d'hectares de tourbières que possède le Manitoba, très peu sont cultivés. Par contre, c'est dans le sud de l'Ontario, où les tourbières sont rares par rapport à ce qu'elles sont dans le nord, que se trouve la deuxième plus importante concentration de sols organiques cultivés au Canada (6 500 ha). La situation est semblable au Québec où les 7 100 ha cultivés sont presque tous concentrés dans la région du sud-ouest. En termes relatifs, les tourbières sont beaucoup plus utilisées en Colombie-Britannique où la superficie cultivée est de 1 250 ha. La Colombie-Britannique est un peu particulière à cet égard en ce que, en plus des dépôts organiques du cours inférieur du Fraser qui sont essentiellement utilisés pour les légumes, les tourbières minérotrophes herbeuses du plateau intérieur servent aux cultures fourragères et aux pâturages.

Les cinq principales régions d'exploitation des sols organiques au Canada sont le sud-ouest québécois, le sud de l'Ontario, le sud-est manitobain, la partie inférieure de la vallée du Fraser et le plateau intérieur de la Colombie-Britannique. Cette distribution résulte de l'influence de certains facteurs : le climat, la proximité du marché et la qualité et la nature des dépôts organiques. Les tourbières cultivées occupent généralement des zones contiguës aux meilleurs sols minéraux dans ces régions. Les sols organiques doivent donc présenter un potentiel agricole élevé et spécifique pour attirer l'attention des producteurs de légumes qui investissent les ressources nécessaires pour les mettre en valeur et les exploiter. Nous voulons donc souligner ici les raisons pour lesquelles les sols organiques conviennent à l'agriculture, malgré les problèmes de drainage et de gestion.

Les sols organiques représentent un bon milieu de croissance pour les plantes; à preuve, ils constituent une épaisse masse de matériaux organiques partiellement décomposés qui offre les avantages suivants : une capacité élevée d'emmagasinement de l'eau et des éléments nutritifs, une faible densité apparente, une résistance élevée aux variations physiques, chimiques et environnementales extrêmes, un important bassin de N. Par leur nature, les sols organiques peuvent retenir l'eau et en fournir de façon plus importante que ne le peuvent les sols minéraux. En effet, puisqu'ils sont organiques, ils opposent peu de résistance à la croissance des racines. Dans des conditions normales, les sols organiques conviennent particulièrement aux cultures qui ont besoin d'un apport continu en eau et en azote, dont les racines ont besoin d'espace pour croître et où des particules de terre ne tachent pas les produits. Signalons que les sols organiques ne possèdent pas toujours les caractéristiques énumérées ci-dessus. En outre, les sols organiques, contrairement aux sols minéraux, constituent des ressources non renouvelables; en effet, le drainage, le chaulage, la fertilisation et le travail du sol hâtent l'oxydation biochimique qui entraîne un affaissement des sols et leur disparition éventuelle (Mathur, 1987). Au fil des ans, la productivité viable et la facilité de gestion des sols organiques diminuent à mesure que, sous l'effet des cultures, des couches successives de sol sont exposées puis s'épuisent. Pour bien utiliser et bien gérer les sols organiques, il est donc primordial d'en bien connaître la nature, les propriétés et les comportements. Il est particulièrement important de déterminer des critères pertinents de qualité du sol afin de mesurer toute variation liée aux cultures et d'en évaluer l'impact sur la valeur agricole de ces sols. L'utilisation de critères adéquats permettrait également de mettre au point des moyens de préserver la productivité des sols tout en minimisant les pertes de matières organiques et les problèmes de pollution.

SOLS ORGANIQUES - LEURS PROPRIÉTÉS

Conformément au système canadien de classification des sols (Commission canadienne de pédologie, 1978), un sol est dit organique lorsque les couches organiques superficielles renferment plus de 17 % de C et que leur épaisseur dépasse 40 cm. Cette définition ne permet pas de déterminer ce qui constitue la qualité d'un sol organique et ses caractéristiques souhaitables. Un sol organique idéal pour l'agriculture devrait être constitué d'un ensemble de propriétés naturelles, acquises harmonieusement et se combinant de façon à assurer un niveau élevé de productivité et de qualité des cultures sans qu'il ne soit nécessaire d'apporter des correctifs coûteux ou difficiles.

Les sols organiques se composent de débris végétaux partiellement dégradés renfermant une faible teneur en matières minérales. À l'état vierge, ils renferment jusqu'à 90 % d'eau en poids. Les propriétés naturelles souhaitables des sols organiques récemment mis en valeur seraient donc les suivantes :

- teneur élevée en matières organiques (>90 %)
- porosité élevée
- teneur en éléments nutritifs faible
- acidité élevée (pH : 3-5)
- capacité d'échange élevée (>100 meq/100 g)

- faible densité apparente (0,05-0,20)
- capacité de rétention d'eau élevée (300 à 1500 % du poids sec)
- faible capacité portante
- biodégradabilité (sensibilité à l'affaissement).

Il existe des différences caractéristiques entre ces propriétés et celles des sols minéraux; nombreux sont ceux qui admettent que la valeur agricole des sols organiques est surtout due à leurs propriétés physiques (Njos, 1978).

Après avoir passé en revue la documentation portant sur les sols organiques (nature, propriétés et utilisations) (Farnham et Finney, 1965; Jasmin et al., 1981; Lévesque, 1982; Lévesque et al., 1977; Lévesque et Mathur, 1979; Lévesque et al., 1980; Lucas, 1982; Mathur et Farnham, 1985; Njos, 1978; Robinson et Lamb, 1975; Schothorst, 1982; Valmari, 1982), les auteurs ont déterminé les caractéristiques souhaitables d'un sol organique, dans les cas où la fertilisation est adéquate :

1. composition floristique particulière (cypéracées, mousse de sphaigne et bois en proportions respectives de 60, 40 et 10)
2. niveau moyen de décomposition (25-35 % de fibres frottées ou H4-H5)
3. couche superficielle organique supérieure à 80 cm
4. légère acidité (pH : 5-6)
5. capacité d'échange cationique supérieure à 100 meq/100 g
6. proportion importante de matériaux grossiers (bois)
7. couche de 50-80 cm non saturée d'eau, c'est-à-dire présence d'une couche superficielle d'aération pour permettre la croissance
8. densité et porosité uniformes dans la zone d'aération
9. situation de préférence sur un sous-sol sableux
10. résistance à la biodégradation (vitesse de décomposition lente), grâce, en partie, à la présence de quantités suffisantes de Cu dans le sol
11. teneur en matières minérales de 10 à 20 %
12. capacité portante suffisante (supérieure à 5 $kg.cm^{-2}$)
13. conductivité hydraulique adéquate (Ksat. >1.0 $m.d^{-1}$).

Certaines de ces propriétés ont été à peine évaluées, en tout cas pas suffisamment, dans une optique de qualité et de productivité des sols organiques. Il en sera question dans les sections suivantes.

Nous connaissons maintenant les propriétés intéressantes des sols organiques; voyons quels sont les principaux désavantages de ces sols :

1. acidité
2. biodégradabilité (sensibilité à l'affaissement)
3. nécessité d'utiliser des pratiques de gestion et de mise en valeur spéciales
4. faible capacité portante
5. lenteur à se réchauffer (le sol est donc généralement plus frais que les sols minéraux avoisinants durant la période de germination des graines)

6. prédominance générale d'emmagasinement de l'eau sur la transmission de l'eau
7. densification et compaction au fil des ans
8. choix relativement limité de cultures.

Nous traiterons de ces caractéristiques dans le contexte de l'utilisation à long terme des sols organiques dans les sections suivantes.

CHANGEMENTS GÉNÉRAUX ASSOCIÉS À LA MISE EN VALEUR ET À LA CULTURE DES SOLS ORGANIQUES

Dès qu'une tourbière est drainée, le processus naturel de formation de la tourbe s'arrête et les forces de dégradation déjà en cours s'intensifient. Après avoir été drainée puis chaulée, fertilisée et travaillée, la tourbe, matériau parental des sols organiques, évolue. On peut dire de certains des changements qu'ils sont avantageux, notamment la diminution de l'acidité, la libération de l'azote au moment de la décomposition et la désagrégation physique des fragments végétaux grossiers. Par contre, les changements apportés par la culture du sol sont plutôt néfastes puisqu'ils contribuent à la détérioration des sols organiques (humification et minéralisation du matériau parental organique). L'humification et la minéralisation entraînent la densification, la compaction, l'abaissement de la porosité totale, la diminution du taux d'infiltration de l'eau, la translocation des éléments nutritifs et des particules fines vers le bas et d'autres effets, notamment l'affaissement. Ces changements méritent qu'on s'y attarde parce qu'ils sont si importants. C'est ce qui a été fait en passant en revue certains travaux qui s'y rapportent, réalisés autant au Canada qu'à l'étranger.

PROBLÈMES LIÉS À L'UTILISATION DES SOLS ORGANIQUES

Nous avons examiné des sols organiques du sud de l'Ontario, du sud-ouest du Québec et du sud de la Colombie-Britannique; voici, d'après nous et d'après quelques producteurs, une liste des principaux problèmes de dégradation que connaissent les sols organiques :

1. Création d'une nappe phréatique perchée par suite de l'accumulation de particules fines ou d'argile à la surface du sol.
2. Faible taux d'infiltration de l'eau durant les périodes de précipitations intenses, ce qui endommage les cultures et limite les travaux des champs.
3. Compaction de la couche superficielle liée essentiellement à l'irrigation nécessaire pour éviter l'érosion du sol après l'ensemencement.
4. Dommages causés aux jeunes plants, notamment les cultures de légumes-feuilles, dans des sols dont la teneur en matières minérales est supérieure à 20 %, par les particules de sable ou de silt balayées par le vent au cours des périodes de sécheresse printanière.
5. Augmentation de la superficie couverte par des îlots de sols minéraux à mesure que disparaît la couche superficielle organique. Cela peut mener à une perte de terrain cultivable (apparition d'un substrat minéral inadéquat). Les pertes pourraient atteindre 1 % par année;

plusieurs producteurs ont signalé des pertes de 20 % des sols organiques productifs et utilisables depuis les 25 dernières années.

6. Perte de productivité causée par la monoculture prolongée qui se traduit généralement par une infestation par des insectes nuisibles, des maladies, et une compaction physique.
7. Travaux supplémentaires nécessaires à cause de l'affaissement : vider les fossés et replacer les drains.
8. Augmentation nécessaire du volume de fertilisation ajouté. D'après certains producteurs, cette augmentation serait de l'ordre de 25 à 50 %. Ce sont bien sûr la densification et la minéralisation du sol au fil des ans qui sont responsables en partie de cette augmentation.
9. Gestion du sol plus difficile à cause de l'hétérogénéité que présentent les sols altérés.
10. Choix limité de cultures.
11. Contrôle plus étroit de l'irrigation, nécessaire afin d'empêcher un lessivage trop important des éléments nutritifs ou la formation d'une couche compacte à la surface.
12. Adoption nécessaire de nouvelles pratiques culturales pour compenser les inconvénients des sols minces.
13. Pratique de la succession des cultures essentielle afin de prévenir toute perte de productivité.
14. Complexité de la gestion des mesures de lutte contre les mauvaises herbes et les insectes nuisibles vue l'inégalité de la croissance des plantes (présence d'îlots de sol minéral).
15. Présence de sous-sols pierreux et graveleux (l'extraction des pierres et le creusement de fossés sont coûteux).
16. Augmentation de la fréquence des bris de machines agricoles à mesure que se rencontrent les couches de sol minéral, l'équipement spécialisé utilisé pour les sols organiques étant moins résistant que l'équipement destiné aux sols minéraux.

Ces problèmes existent tous, mais peu de données scientifiques permettent de les cerner et de les évaluer adéquatement. Il est donc nécessaire d'amasser des données de base sur l'utilisation et la gestion des sols organiques.

CHANGEMENTS PHYSIQUES, CHIMIQUES, BIOCHIMIQUES ET MICROMORPHOLOGIQUES

Certains chercheurs (van Heuveln et al., 1960; Jongerius et Pons, 1962; van Heuveln et De Bakker, 1972; Dömsödi, 1980), dont les Hollandais qui mettent en valeur, utilisent et gèrent des sols organiques depuis longtemps, ont décrit les processus de formation des sols organiques selon un schéma qu'ils appellent : formation progressive des sols. En fonction de la nature du matériau parental et des conditions environnementales, se forment le mull (favorable à la culture) et le moder (qui convient moins bien à la culture). Il est intéressant de remarquer, qu'en Europe, les processus de formation du sol ont été grandement marqués par l'homme et les techniques spéciales de gestion de la tourbe qui y sont pratiquées comme l'ajout d'argile, de sable et de matières minérales. Les processus de formation du sol organique se déroulent en gros de la même façon que ceux à l'oeuvre dans les sols minéraux.

À partir de techniques micromorphologiques, Hammond et al., (1982) ont pu montrer le rapport existant entre les microstructures et les propriétés physiques et chimiques (densité apparente, pH, capacité de rétention d'eau, teneur en cendres) des sols qui sont gérés et améliorés depuis plus d'un siècle. La microstructure des horizons O des mulls, généralement associée à de bons sols organiques productifs, résulte de l'homogénéisation des sols subséquente au processus de désintégration. Ceci illustre le fait que les sols organiques d'abord composés de matériaux tourbeux bruts mettent énormément de temps à atteindre un tel stade de développement.

Les chercheurs s'entendent généralement sur les changements généraux apportés par la culture aux sols organiques. Ainsi, la mise en culture et le travail continu du sol entraînent des augmentations de la densité apparente, de la teneur en cendres, du pH, de N total, des concentrations de P, K, Ca, Mg et de la plupart des ions métalliques, de la C.E.C., de l'indice d'humification, des substances humiques, de la lignine, du bitume et des activités microbiennes ainsi qu'une diminution du carbone total, de la cellulose, de l'hémi-cellulose, de la capacité maximale de rétention d'eau, de la porosité totale, du rapport carbone:azote et de la teneur en fibres frottées (Eigen, 1961; Filippenko, 1954; Frecks et Puffe, 1958; Colyakov, 1959; Jasmin et al., 1981; Kuntze, 1976; Lévesque et al., 1982 et 1987; Lucas, 1982; Lupinovick, 1968; Njos, 1978; Peterson et al., 1945; Townsend et MacKay, 1963). Ces études ne concordent pas sur tous les aspects, mais montrent que des pratiques de gestion et de culture données ont un effet global sur plusieurs propriétés, notamment la teneur en N, la porosité et la capacité de rétention d'eau. De plus, la majorité de ces changements ne se produisent que dans la couche arable (Staker et Jornlin, 1945; Lévesque et al., 1982). D'après Pessi (1961), la perte des caractéristiques propres à la tourbe après une longue période d'exploitation résulterait de l'augmentation de la teneur en cendres dans la couche arable. Cette perte qui se produit au cours du vieillissement du sol ne peut être ignorée, mais on peut dire que les processus longs et continus d'humification et de minéralisation ont une influence capitale sur les transformations des sols organiques (Mathur et Farnham, 1985). De plus, un apport de matériaux vierges provenant des couches inférieures et se mélangeant à la couche arable, résultat de l'affaissement, vient compliquer les choses.

Dans le cadre d'une étude récente portant sur des champs cultivés entre 0 à 15 ans, Lévesque et al. (1982) a montré que les changements chimiques liés à l'humification et la minéralisation ne se produisaient que dans les couches arables, contrairement aux changements physiques qui s'observaient plus en profondeur dans les profils de sol. L'établissement d'un synchronisme stratigraphique entre les couches souterraines par analyse palynologique s'est avéré un élément-clé de cette étude (Mathur et al., 1982). Dinel et al. (1987) ont montré que la culture des sols de marécages entourés de digues apportait des changements chimiques dans tout le profil du sol, mais aussi que ces changements résultaient d'un mouvement descendant de matériaux organiques fins partiellement dégradés. Ces études montrent bien que les mesures visant à contrôler l'affaissement à long terme des sols organiques cultivés devraient porter sur la couche superficielle, puisque c'est là où se produit la majeure partie de l'oxydation biochimique.

HUMIFICATION ET AFFAISSEMENT DES SOLS ORGANIQUES

Avant d'exploiter une tourbière, il faut dans tous les cas la drainer, afin d'aérer la tourbe. Dans le cas des tourbes utilisées pour l'agriculture, l'augmentation de la décomposition et de l'humification résultant du drainage est encore accélérée par le chaulage, la fertilisation et le travail du sol nécessaires aux cultures. D'après Bramryd (1980) notamment, l'effet de la décomposition et de l'humification des tourbières drainées sur les cycles globaux du carbone et de l'azote est considérable. Parce que l'humus produit est plus compact que les résidus végétaux non décomposés, l'humification contribue également à la perte de volume du dépôt organique. Cette perte se traduit par un abaissement lent et régulier de la surface des sols cultivés de 1 mm à 7 $cm.a^{-1}$. L'examen de ce phénomène d'affaissement permet d'observer les effets relatifs de divers facteurs sur le taux d'humification dans les tourbières (Mathur, 1982).

Les tourbes plus riches en cellulose se décomposent plus, et plus rapidement, que ne le font les tourbes ligneuses. Il est entendu que le climat exerce une influence sur tous les processus biologiques; Eggelsman (1976) a montré que, pour un groupe de tourbières minérotrophes, les taux d'affaissement étaient corrélés au facteur de Lang (précipitations annuelles en mm/température moyenne en °C). Il faut s'assurer que la surface de saturation reste élevée sous une tourbière exploitée puisque l'eau remplace alors l'air dans les pores du sol, ce qui permet de réduire l'humification et l'affaissement. Le niveau auquel la surface de saturation peut être maintenue de façon pratique et sûre est déterminé en partie par la nature des cultures. Le choix des cultures détermine également la valeur du pH du sol à atteindre par chaulage. La décomposition microbienne et l'humification qui l'accompagne sont maximales dans un sol de pH neutre ou presque. D'après Frercks et Puffe (1959), environ 50 % de l'augmentation du taux de décomposition due à une augmentation du pH se produit lorsque le pH est situé entre 4 et 6. La majorité des cultures agricoles exigent un sol de pH supérieur à 5,0-5,5, bien que pour certaines cultures, les rendements peuvent être acceptables avec des pH plus faibles (Lévesque et Mathur, 1983; Mathur et Lévesque, 1983). À mesure que la décomposition et l'humification progressent et que la tourbe devient plus dense, les vides entre les particules de sol deviennent plus petits. Comme les micropores ont plus tendance à être anaérobies que les macropores, l'humification ralentit au fil du temps faute d'oxygène. Là où la densité des racines est élevée, par exemple sous du gazon, l'oxygène peut manquer. Ainsi, les sols tourbeux sous cultures de graminées ont tendance à moins se décomposer et s'affaisser que les sols sous cultures sarclées (Schothorst, 1977; Lévesque et al., 1987).

De vastes régions de sols organiques au Canada, aux États-Unis et ailleurs, très rentables à l'heure actuelle, sont progressivement menacées par l'humification et l'affaissement subséquent (Stephens et Speir, 1970; Mathur, 1982). À mesure que se décomposent, s'humifient et s'affaissent les sols, la teneur en humus augmente, ce qui crée des sites de complexation dense pour certains oligoéléments essentiels et de rétention de divers pesticides utilisés pour la protection des cultures. De plus, la capacité de rétention d'eau et la conductivité hydraulique des sols diminuent parce que les tourbes

humifiées sont plus compactes et retiennent moins bien l'eau que les tourbes brutes. Parce que les sols s'affaissent, le drainage doit être périodiquement intensifié et les champs, protégés contre les inondations (terrains plus hauts ou plans d'eau avoisinants).

COMMENT PROLONGER LA VIE UTILE DES SOLS ORGANIQUES

Même si la dégradation, la décomposition et l'affaissement des sols organiques cultivés sont inévitables, parce qu'ils sont inhérents à leur nature même, il existe des moyens de retarder la disparition des sols organiques, par des pratiques de gestion appropriées ou des interventions chimiques et biologiques innovatrices.

La méthode la plus évidente pour ralentir l'humification et l'affaissement consiste à s'assurer que la surface de saturation sous les champs reste élevée; en effet, l'eau exclut l'air, qui favorise la décomposition biooxydante, et limite l'affaisement physique de la couche superficielle de flotter. Parce que cette méthode n'est pas entièrement sûre cependant, la surface de saturation n'est généralement pas conservée assez haut pour entraver efficacement la décomposition.

En Europe, du sable est versé sur des pâturages tourbeux afin d'aider à réduire l'affaissement; on peut s'assurer que la surface de saturation reste à l'interface minéral-organique et le sable est capable de porter le poids des bêtes à cornes. Dans certaines tourbières minérotrophes utilisées pour la culture des céréales, les champs sont inondés de l'automne au printemps afin de permettre la sédimentation des matières minérales que contiennent les eaux courantes. Ces matières minérales sont alors mélangées aux couches organiques, ce qui aide à la stabilisation de l'humus.

Soulignons que, pour certaines cultures, le mélange d'une couche superficielle organique aux composantes minérales qu'on retrouve sous les cultures constitue une pratique d'amélioration de la majorité des sols organiques lorsque cela est possible. Cette pratique est couramment utilisée en Allemagne, en Hollande et dans l'est de l'Angleterre (East Anglia) où de vastes portions de tourbières se trouvent généralement sur un sous-sol sableux (Kuntze, 1980; Wind et Pot, 1976; Smith, 1969). Au Canada, la présence d'un substratum sableux n'est pas aussi fréquente et plusieurs autres types de couches sous-jacentes limniques et minérales s'observent; certains de ces matériaux pourraient entraîner des problèmes par moments. Dans le cadre d'une étude récente, (Lévesque et al., 1988), les auteurs ont montré que le mélange des couches superficielles organiques et de divers types de couches minérales inférieures permet d'améliorer ces dernières. D'importantes chutes de productivité à court terme des couches organiques superficielles peuvent être évitées si l'on réduit l'apport (volume/volume) de la couche minérale à environ 25 % au début, surtout dans le cas de l'argile. La présence de gyttja est nuisible à l'aptitude culturale d'un sol organique, sauf là où s'observe en même temps une couche de coquillages. Les améliorations produites par le mélange des couches superficielles organiques aux couches minérales comprennent l'amélioration de la structure.

L'humification et l'affaissement des sols organiques cultivés peuvent être retardés d'environ 50 % par l'ajout graduel de cuivre (5 à 15 $kg.ha^{-1}.a^{-1}$) jusqu'à l'obtention, et au maintien, de concentrations de 100 à 400 $\mu g.g^{-1}$ dans des sols de densité apparente de 0,1 à 0,4 $g.cm^{-3}$ (Mathur, 1982; Mathur et Lévesque, 1983). Les auteurs ont montré que les concentrations de cuivre nécessaires sont de beaucoup inférieures à celles qui, d'après des études, entraînent des problèmes agricoles ou environnementaux (Mathur, 1987). Le cuivre inactive les enzymes de dégradation du sol organique qui en déterminent le taux de décomposition.

CHOIX DES CRITÈRES DE DÉTERMINATION DE LA VALEUR AGRONOMIQUE DES SOLS ORGANIQUES

Un système de classification des aptitudes culturales, proposé récemment par Mathur et Lévesque (1987) comporte sept facteurs permettant de choisir les critères adéquats d'évaluation de la valeur agronomique des sols organiques. Cinq des sept facteurs (tableau 1) sont liés aux propriétés inhérentes aux matériaux tourbeux; en fait, ces facteurs ou critères pourraient être utilisés en même temps que le paramètre de qualité du sol. Ce sont :

- le degré de décomposition (au sens botanique),
- la teneur en bois,
- la réaction (pH),
- l'épaisseur du dépôt,
- la nature des matériaux sous-jacents.

a) Degré de décomposition (au sens botanique)

On met beaucoup l'accent sur le degré de décomposition dans la classification des tourbes, parce que ce critère est en corrélation avec toute une série d'autres propriétés qui ont un effet sur la productivité potentielle, nommément la densité, la capacité de rétention de l'eau, la porosité, la conductivité hydraulique, la capacité portante, la capacité d'échange cationique, etc.

Une tourbe mixte (mousse de sphaignes, un peu de bois et de carex) est préférable à une tourbe composée uniquement de sphaignes. Par rapport aux mésisols et aux humisols, les sphagno-fibrisols ont une capacité portante plus faible et sont plus sensibles à l'affaissement, plus lents à se réchauffer, plus difficiles à drainer, plus pauvres en éléments nutritifs et plus acides mais ils ont une capacité de rétention de l'eau et une porosité plus élevées. Les humisols, eux, ont une perméabilité faible, une conductivité hydraulique très basse, mais une rétention d'ions et une capacité d'échange plus élevées.

Pour la culture des légumes, il faut environ cinq fois plus de fertilisants azotés dans des sphagno-fibrisols que dans un mésisol ou un humisol. Par contre, dans le cas des cultures maraîchères, le coût du N supplémentaire ne représente qu'une faible part des coûts totaux. Les fibrisols ont généralement des concentrations de Cu, Fe, Mn et Zn plus faible que les autres sols organiques (Lévesque et Mathur, 1986). D'après les études que nous avons réalisées récemment sur un grand nombre de sols, il semblerait cependant que la disponibilité de ces éléments pour les plantes varie de bonne

à excellente dans les fibrisols à cause de l'absence de sites spécifiques à la complexation reliés à l'humus (Mathur et Lévesque, 1988; Lévesque et Mathur, 1988). Parce que leur pH est généralement faible, on pense que les sphagno-fibrisols ont besoin d'un apport plus grand en chaux; cependant, leur densité apparente étant également faible, la quantité totale de chaux nécessaire pourrait bien ne pas être si importante. La valeur agronomique et la qualité des sphagno-fibrisols pourraient être meilleures que ce que l'on avait pensé. La possibilité d'utiliser le paillage plastique pour les améliorer, comme nous l'ont révélé nos travaux préliminaires, doit faire l'objet d'autres études.

b) Teneur en bois

La présence de souches et de troncs crée un obstacle physique à la mise en valeur et à la culture; on ne s'entend pas sur ce qui constitue des quantités inacceptables de bois, mais il est sûr qu'il faut tenir compte de la résistance à la décomposition (dureté), ainsi que de la profondeur à laquelle il se trouve.

La présence de bois à la surface cause des problèmes : ensemencement et germination non uniformes et interruption fréquente et bris occasionnel des machines utilisées pour la récolte des cultures-racines. Par contre, la présence de bois sous la couche arable est intéressante puisque le bois a une perméabilité acceptable, rétricit moins par séchage et compression et se décompose et s'affaisse plus lentement que la plupart des autres matériaux. En d'autres mots, la présence de bois dans tout le profil ou près de la surface entraînerait des problèmes plus graves et de plus longue durée que la présence de bois dans la partie inférieure du profil.

c) Réaction (pH)

Un pH faible ou élevé a un effet négatif sur la disponibilité des éléments nutritifs. Les quantités élevées de chaux nécessaires pour redresser des pH faibles pourraient n'être pas si élevées qu'on le croit puisque les sols organiques, à pH de 3 et de 4, seraient moins denses et auraient donc besoin d'une moins grande quantité de chaux, en poids. Il faut souligner que plusieurs cultures (pommes de terre et graminées) peuvent bien pousser dans des sols organiques dont le pH est d'environ 4,0. De plus, parce que la CEC des sols organiques est élevée, une plus grande quantité de Ca y est disponible pour les plantes que dans un sol minéral pour des niveaux semblables de saturation en base (Lévesque et Mathur, 1983; Mathur et Lévesque, 1983). De plus, dans les sols organiques sans aluminosilicates, même lorsque le pH est de 4,0, les teneurs en Al solubles ne sont pas phytotoxiques.

d) Épaisseur du dépôt

L'épaisseur d'un sol organique est d'importance capitale lorsqu'il est question de l'utiliser à long terme. Les 80 cm supérieurs sont généralement situés au-dessus de la nappe phréatique dans un sol cultivé et sont vulnérables à la biodégradation et à l'affaisement. La nature des matériaux situés

entre 80 et 200 cm de profondeur a un effet sur le mouvement de l'eau, donc sur le choix du système de drainage requis. Un dépôt tourbeux de plus de 200 cm de profondeur devrait pouvoir être exploité pendant au moins 50 ans. Dans le cas de sols moins épais, la mise en valeur n'est peut-être pas économique.

e) Matériaux sous-jacents

La nature des matériaux minéraux sous-jacents constitue également une importante considération lorsqu'il s'agit de planification à long terme, notamment d'une utilisation continue après la disparition de la majeure partie de la tourbe. Par exemple, si le substratum se compose de gyttja riche en soufre réduit, en gravier ou en roc, il resterait peu de sol à valeur culturale. Des sols organiques peu profonds auraient tendance à s'assécher là où ils reposent sur des sols sableux, ou à entraîner la formation d'une nappe phréatique perchée là où ils reposent sur des argiles compacts. Soulignons cependant que le mélange de sols organiques et des couches sur lesquelles ils reposent constitue, dans la plupart des cas, une pratique d'amélioration, nous permettant d'obtenir des couches arables qui conviennent très bien pour la production de céréales et de légumes (Lévesque et Mathur, 1985).

CHOIX DES CRITÈRES DE SURVEILLANCE CONTINUE DE LA QUALITÉ AGRONOMIQUE DES SOLS ORGANIQUES

Les critères dont il vient d'être question pourraient servir à évaluer le potentiel agricole et la variation de la qualité des sols organiques. Dans le cas d'un usage agricole, la qualité du sol devrait être mesurée dans un contexte dynamique; c'est-à-dire, comment le sol évolue, se modifie ou résiste à la dégradation, à court et à long terme. Les critères devraient refléter les avantages et les inconvénients de diverses pratiques culturales. Ces critères devraient également montrer comment parvenir, de façon économique, à une productivité fiable et comment la prévoir pour un climat et des cultures donnés.

À l'heure actuelle, les données nécessaires au choix de ces critères sont fragmentaires; il est donc nécessaire de recueillir des renseignements par le suivi de divers types de sols organiques. Ce dernier devrait porter surtout sur les changements qui ont un véritable effet sur : la capacité d'emmagasinement et d'approvisionnement en eau et en éléments nutritifs, la capacité de transmettre de l'eau et d'échanger des gaz, la capacité de réaction à toute modification physique, chimique et environnementale, la capacité d'adaptation à de nouvelles pratiques de gestion et de culture et la capacité de production et de maintien de rendements acceptables. À cet égard, une étude récente (Mathur et Lévesque, 1989) a montré que la qualité des sols organiques (capacité d'emmagasinement de l'eau et des éléments nutritifs) diminue en fonction de la durée de l'exploitation, même avant que des problèmes de gestion de l'eau et des éléments nutritifs ne naissent, probablement à cause d'une mauvaise aération du sol.

Au tableau 2 sont regroupées les propriétés dont la mesure est susceptible de fournir des renseignements utiles sur la nature et l'état dynamique des sols organiques cultivés. Certaines propriétés sont de nature plus générale (par exemple degré de décomposition), d'autres permettent d'indiquer les variations que connaît un sol, ou son évolution. Une évaluation préliminaire des diverses propriétés a été réalisée (tableau 2).

Les chercheurs s'entendent généralement pour dire que le degré de décomposition du matériel tourbeux en constitue la caractéristique la plus marquée, que l'on considère le rôle naturel ou économique des sols organiques. En effet, à l'exception de l'état d'agrégation et, peut-être du pH, les 16 propriétés ou caractéristiques données au tableau 2 sont directement liées à l'état de décomposition des matériels tourbeux, ou en dépendent. Mathur et Farnham (1985) ont clairement montré ces liens dans leur article portant sur les diverses façons de mesurer le degré d'humification ou de décomposition des sols organiques.

Idéalement, les 16 propriétés devraient être mesurées dans des sols représentatifs. Les mesures réalisées dans des sols cultivés devraient être pondérées en fonction du rendement de ces sols. De plus, la surveillance continue devrait porter sur une période de plusieurs années, permettant d'arriver à des résultats concluants. Il ne sera pas nécessairement possible d'effectuer toutes les mesures pour tous les sols et toutes les cultures nécessaires. Il faudrait cependant effectuer suffisamment de mesures pour permettre de bien choisir les critères. Nous espérons pouvoir établir quelques indicateurs fiables assez rapidement après le début du suivi afin de mieux orienter celui-ci.

EN GUISE DE CONCLUSION

Les auteurs, on l'a vu plus haut, soulignent l'existence d'une certaine quantité d'information sur l'évolution de la tourbe, les changements apportés par la culture, les pertes et les gains liés à diverses pratiques culturales et de gestion. La présente étude vise, par la réalisation de mesures et la surveillance continue des propriétés des sols organiques, à découvrir où et quand l'une des propriétés du sol commence à en limiter la qualité; cela se manifeste par une diminution du rendement. Par exemple, à quel moment le rendement d'une culture commence-t-il à diminuer parce que le sol n'est pas assez épais? Que peut-on dire alors de la qualité du sol? Il est véritablement nécessaire d'obtenir de bonnes données de base permettant de définir et d'évaluer de façon pratique et sûre la qualité d'un sol en vue d'une productivité viable.

RÉFÉRENCES

Bramryd, T. 1980. The role of peatlands for the global carbon dioxide balance. Proc. 6th Intern. Peat Congr., Duluth Minn. 9-11.

Clayton, J.S., Ehrlich, W.A., Cann, D.B., Day, J.S. and Marshall, I.B. 1977. Soils of Canada. Agric. Canada, Publ. No. 1544.

Commission canadienne de pédologie. Le système canadien de classification des sols. Agriculture Canada. Publ. 1646.

Dinel, H., Mathur, S.P. and Lévesque, M. 1987. Downard movement of partly degraded materials in dyked marsh soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 51: 384-389.

Domsodi, J. 1980. Interactions between moorland destruction and soil formation. Proc. 6th Intern. Peat Congr. Duluth. USA. 408-412.

Eggelsmann, R. 1976. Peat consumption under influence of climate, soil condition, and utilization. Proc. 5th Intern. Peat Congr. Poznan, Pol. vol. 3: 233-247.

Eizen, I.A. 1961. Effect of the agricultural utilization of fen bogs on the properties of peat soils under the conditions of Estonian SSR. Pochvovedenie 8: 26-33.

Farnham, R.S. and Finney, H.R. 1965. Classification and properties of organic soils. Advances in Agron. 17: 115-162.

Filippenko, I.V. 1954. Changes in the degree of decomposition of the organic matter of peat-bog soils and the contents of ash elements in relation to agricultural utilization. Izv. Akad. Nauk. Belorus. SSR 3: 43-52.

Frercks, W. and Puffe, D. 1958. Investigations, by means of the analysis of chemical-compound groups, on the decomposition of organic matter in moor soils and sanded moor soils, particularly as affected by liming. Z. Pfl Ernähr. Düng. 83:7-27.

Frercks, W. and Puffe, D. 1959. Comparative studies on "soil respiration" versus CO_2 evolution from various peat soils. Z. Pfl Ernähr. Düng. Bodenkunde 87:108-118.

Golyakov, N.M. 1959. Alteration of the hydrophysical properties of peat-bog soils in relation to the duration of their agricultural utilization. Trudy om. S. Kh. Inst. 34: 32-42.

Hammond, R.F. and Collins, V.F. 1983. Microfabrics of a Sphagnofibrist and related changes resulting from soil amelioration. p. 689-697. In P. Bullock and C.P. Murphy (eds.) Soil Micromorphology, Proc. 6th Int. Meet. London. 1981.

Jasmin, J.J., Hamilton, H.A., Millette, J., Hogue, E.J., Bernier, R. and Campbell, J.A. 1981. Organic soil reclamation. Agric. Canada., Techn. Bull. 11. 37 pp.

Jongerius, A. and Pons, L.J. 1982. Soil genesis in organic soils. Auger and Spade 12: 156-168.

Kuntze, H. 1976. Soil conservation on cultivated peatlands. Proc. 5th Intern. Peat Congr. Poznan, Pol. 1: 256-269.

Kuntze, H. 1980. The importance of the organic matter content on the development of sand-mix cultivated bogs. Proc. 6th Intern. Peat Congr. Duluth, USA.pp. 408-412.

Lévesque, M.P., H. Morita, M. Schnitzer et S.P. Mathur. 1981. Les propriétés physiques, chimiques et morphologiques de quelques tourbes du Québec et de l'Ontario. Agriculture Canada. Institut de recherches sur les terres, Contribution n° 62, 74 pp.

Lévesque, M.P. and S.P. Mathur. 1979. A comparison of various means of measuring the degree of decomposition of virgin peat materials in the context of their relative biodegradability. Can. J. Soil Sci. 59: 397-400.

Lévesque, M., Dinel, H. et Marcourx, R. 1980. Évaluation des critères de différenciation pour la classification de 92 matériaux tourbeux du Québec et de l'Ontario. Can. J. Soil Sci. 60: 479-486.

Lévesque, M.P., S.P. Mathur and P. Richard. 1982. A study of physical and chemical changes in a cultivated organic soil based on palynological synchronization of subsurface layers. Naturaliste Canadien 109: 181-187.

Lévesque, M. 1982. Un aperçu sur l'utilisation agricole des tourbières au Canada. Dans: Symposium 82 - Un Sympoisum sur la tourbe et les tourbières. Ed. J.D. Sheppard. Shippagan, N.B. pp. 78-108.

Lévesque, M. and S.P. Mathur. 1983. Effect of liming on yield and nutrient concentration of reed canarygrass grown in two peat soils. Can. J. Soil Sci. 63: 469-478.

Lévesque, M. and S.P. Mathur. 1983. The effects of using copper for mitigating Histosol subsidence on: I: the yield and nutrition of oats and lettuce grown on Histosols, mineral sublayers, and their mixtures. Soil Sci. 135: 88-100.

Lévesque, M, and S.P. Mathur. 1985. Reclamation of cutover peatlands. In: Symposium 85: A technical and scientific conference on peat and peatlands. T.E. Tibbett and J.O. Sheppard (eds.). Rivière-du-Loup, Que. pp. 264-278.

Lévesque, M., and S.P. Mathur. 1986. Soil tests for copper, iron, manganese and zinc in Histosols: 1. The influence of soil properties, Fe, Mn and Zn on the level and distribution of copper. Soil Sci. 142: 153-163.

Lévesque, M., Dinel, H., Lord, T. and Lortie, G. 1987. The characterization of organic soils developed on peat and limnic materials in British Columbia. Agriculture Canada. Techn. Bull. 1987-5E. 49 pp.

Lévesque, M. and Mathur, S.P. 1988. Soil tests for copper, iron, manganese and zinc in Histosols. 3: A comparison of eight extractants for measurement of active and reserve forms of the elements. Soil Sci. 144: 215-221.

Lévesque, M., and Mathur, S.P. and Dinel, H. 1988. Admixing organic overlays and mineral sublayers of shallow-peat soils for improving soil productivity and physical properties. Can. J. Soil Sci. 68:775-786.

Lucas, R.E. 1982. Organic Soils (Histosols) - Formation, distribution, physical and chemical properties, and management for crop production. Michigan St. University, Res. Report No. 435, 77 pp.

Lupinovich, I.S. 1968. Effect of reclamation and agricultural utilization on physico-biochemical properties of peat-bog soils. Pochvovedenie 6:63-76.

Mathur, S.P. 1981. Organic soil subsidence: A scan of conventional wisdom and current research. Proc. Organic Soil Mapping Workshop. Fredericton, N.B. pp. 139-156.

Mathur, S.P., M. Lévesque and P. Richard. 1982. The establishment of synchrony between subsurface layers and estimating of overall subsidence of cultivated organic soils by a palynological method. Can. J. Soil Sci. 62: 427-431.

Mathur, S.P. and Lévesque, M.P. 1983. The effects of using copper for mitigating Histosol subsidence on : II: The distribution of Cu, Mn, Zn and Fe in an organic soil, mineral sublayers and their mixtures in the context of setting a threshold of phytotoxic soil-Cu. Soil Sci. 135: 166-176.

Mathur, S.P. and M.P. Lévesque. 1983. Effect of liming and pH on the yields, nutrition and copper status of potatoes, carrots and onions grown in two peat soils. Can. J. Soil Sci. 63: 229-244.

Mathur, S.P. and R.S. Farnham. 1985. Geochemistry of humification in virgin and cultivated peat lands. In. Aiken et al. (eds.). Geochemistry of Humic Substances in Soils Sediments and Water. J. Wiley and Sons. pp. 53-85.

Mathur, S.P. 1987. The use of copper for slowing down biochemical oxidation and resultant subsidence of cultivated organic soils. Proc. 11th British Columbia Soil Sci. Workshop. on Organic Soils and Horizons: 61-70.

Mathur, S.P. and Lévesque, M. 1987. A revised agricultural capability rating scheme for organic soils in Canada. Proc. 11th B.C. Soil Sci. Workshop. on Organic Soils and Horizons: 1-13.

Mathur, S.P. and Lévesque, M. 1988. Soil tests for copper, iron, manganese and zinc in Histosols: 2. The distributions of soil Fe, and Mn in sequentially extractable forms. Soil Sci. 144: 102-110.

Mathur, S.P., Lévesque, M. and Sanderson, R.B. 1989. The influence of soil properties, total copper, iron, manganese and zinc on the yields of oats, carrots, onions and lettuce. Commun. Soil Sci plant Anal. in press.

Njos, A. 1978. Physical properties of peats and their importance in cultivated peatlands. 43-71. In On landscape of cut-over peatlands and soil conservation on cultivated peatlands. Proc. Intern. Peat Soc. Meeting, Brumunddal, Norway, 1978.

Pessi, Y. 1961. The ash content of the plough layer of peatlands cultivated by different methods. Maataloust. Aikak. 33:215-222.

Peterson, J.B., Riecken, F. and Norman, A.G. 1945. Characterization of peats, mucks, sands and other soils requiring special management, especially in relation to truck crop production. Iowa Agric. Exp. Station Ann. Ref. 1945: 154-155.

Rayment, A.F. and Chancey, W.R. 1966. Peat soils in Newfoundland - Reclamation and use. Agric. Inst. Review. Jan-Feb. issue. 4pp.

Robinson, D.W. and Lamb, J.G.D. 1975. Peat in Horticulture. Academic Press. New York. 170pp.

Schothorst, C.J. 1977. Subsidence of low moor peat soils in Western Netherlands. Geoderma, 17: 265-271.

Schothorst, C.J. 1982. Drainage and behaviour of peat soils. In Proc. Symposium on petlands below sea level. H. De Bakker and M.W. van der Berg (eds.). ILRI Publication 30: 130-163.

Smith, J. 1969. Soil mixing to preserve fen peats. Agriculture, December issue. - Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, U.K. P. 612-616.

Staken, E.V. and Jornlin, F.M. 1945. The effects of cropping on the organic matter, nitrogen, phosphorus and potassium in the profile of peat soils. Proc. Soil Sci. Soc. Am. 9: 117-125.

Stephens, J.C. and Speir, W.H. 1970. Subsidence of organic soils in the U.S.A. Int. Assoc. Scientific Hydrol. Symposium No. 89 (Tokyo)

Tarnocai, C. 1980. Canadian wetland registry. In Proc. Workshop on Canadian Wetlands. Eds. C.D.A. Rubec and F.C. Pollett. Environment Canada. Series No. 12.

Townsend, L.R. and McKay, D.C. 1963. The effect of cropping on some chemical properties of a sphagnum peat soil. Can. J. Soil Sci. 43: 171-177.

Valk, M. 1973. Management of organic soils. Ont. Min. Agric. & Food (Factsheet) - (AGDEX 512) March 1973. 4pp.

Valmari, A. 1982. Agricultural utilization of peatlands. In Peatlands and their utilization in Finland. Finnish Peatland Soc. Helsinki. pp.

van Heuvelen, B., Jongerius, A. and Pons, L.J. 1960. Soil formation in organic soils. Proc. 7th Intern. Cong. Soil Sci. Madison, U.S.A. V. 27: 195-204.

van Heuvelen, B. and De Bakker, H. 1972. Soil-forming processes in Dutch peat soils with special reference to humus-illuviation. Proc. 4th Intern. Peat Congr. (Helsinki) Vo. 1: 289-297.

van Ryswyk, A.L. and Bawtree, A.H. 1972. Management and improvement of meadows on organic soils of Interior British Columbia. B.C. Department of Agriculture. Publication: 72-3, 11 pp.

Wind, G.P. and Pot, R.A. 1976. Soil improvement in the "Peat Colonies" in the Netherlands. Z.f. Kulturtechnik and Flurbereinigung 17: 193-206.

Tableau 1. Guide modifié de classification des sols organiques selon leurs possibilités agricoles (Mathur et Lévesque, 1987)

Facteurs		Points de désavantage
1. Décomposition		
	Fibres frottées (%)	
Fibrique	>60 % sphaignes majoritaires	25
	40 à 60 % sphaignes majoritaires	20
	40 à 60 % sphaignes non majoritaires	10
Mésique	20 à 40 % n'importe quel matériau	0
	10 à 20 % n'importe quel matériau	10
Humique	<10 %	20
2. Teneur en bois		
	Présence de bois (en volume %)	
Aucun		0
1 à 25 %	sous 80 cm	5
1 à 25 %	au-dessus de 80 cm	10
25 à 50 %	sous 80 cm	10
25 à 50 %	au-dessus de 80 cm	20
>50 %	sous 80 cm	20
>50 %	au-dessus de 80 cm	35
3. Réaction		
	pH	
<3,5		20
3,5 à 5,0		10
5,0 à 6,5		0
6,5 à 7,5		10
>7,5		20
4. Épaisseur du dépôt organique		
>200 cm		0
120 à 200 cm		10
80 à 120 cm		20
<80 cm		30
5. Matériaux sous-jacents (épaisseur >20 cm) situés à 3 m de la surface		
silt, loam		10
sable		15
argile		20
Gyttja, tourbe sédimentaire ou coprogène	sans couche contiguë riche en coquillages	50
Gyttja, tourbe sédimentaire ou coprogène	avec couche contiguë (>20 cm) riche en coquillages ou de marne	10
Couche de marne ou riche en coquillages		10
Roc		50
Pierrosité (<10 %) dans la couche inférieure minérale		5
Gravier ou > 30 % de pierres dans l'une des couches inférieures		30

Tableau 2. Liste préliminaire des critères utiles au suivi de la qualité agronomique des sols organiques.

(*** = plus pertinent)
(* = moins pertinent)

Critères	Pertinence de l'indicateur	à court - moyen ou long terme
1. Degré de décomposition - fibres frottées (%) - indice PP (pyrophosphate)	***	M
2. Teneur en cendre	*	M
3. Réaction (pH)	*	S
4. Densité apparente	**	M
5. Capacité portante	*	M
6. Rapport carbone:azote	**	S
7. Affaissement : - vitesse - diminution relative de niveau	**	M
8. Taux de respiration	**	S
9. Activité de la phosphatase	**	S
10. Rapport teneur en sucre:carbone total	*	M
11. Rapport C aliphatique:C phénolique	*	M
12. Valeur calorifique	**	M
13. Capacité de rétention d'eau	***	S
14. Conductivité hydraulique	**	S
15. Porosité - rapport macro-pores:micro-pores	***	M
16. Proportions de matériaux fins	***	S
17. Aspects micromorphologiques: - Rapport matériaux amorphes:matériaux structurés - Rapport matériaux monomorphes:matériaux hétéromorphes	**	L
18. État d'agrégation : coalescence des matériaux humiques	**	L

MATIÈRE ORGANIQUE ET QUALITÉ DU SOL

M. SCHNITZER

1. Introduction

On appelle matière organique du sol l'ensemble de toutes les substances, renfermant du carbone organique, présentes dans les sols. La teneur en carbone organique des sols varie de moins de 0,1 % dans les sols désertiques à près de 100 % dans les sols organiques. Au Canada, un sol agricole typique peut contenir 2 à 5 % de matières organiques dans les 15 cm supérieurs.

La matière organique du sol se compose d'un mélange de résidus végétaux et animaux à divers stades de décomposition, de substances synthétisées microbiologiquement ou chimiquement, ou les deux, de produits de dégradation, de microorganismes, de petits animaux et des restes de leur décomposition (Schnitzer et Khan, 1972). Pour simplifier ce système très complexe, on peut classer la matière organique en deux catégories : a) les substances non humiques et b) les substances humiques.

Les substances non humiques comprennent celles dont les caractéristiques chimiques sont encore reconnaissables, notamment les glucides, les protéines, les peptides, les acides aminés, les purines, les pyrimidines, les graisses, les acides gras, les alcanes, les cires, les résines, les pigments et autres composés organiques de faible poids moléculaire. Ces composés se dégradent en général relativement facilement dans les sols et ont de courtes durées de vie.

La majeure partie de la matière organique du sol se compose toutefois de substances humiques qui sont des matériaux amorphes surtout hydrophiles, dont la chimie est complexe, et qui s'apparentent à des polyélectrolytes. Leur poids moléculaire varie de quelques centaines à plusieurs milliers (Schnitzer, 1978). Les substances humiques ne présentent plus les caractéristiques physiques et chimiques particulières, normalement associées à des composés organiques bien définis, mais sont plus résistantes à la dégradation chimique et biologique que ne le sont les substances non humiques.

Avant de se pencher sur les effets de la matière organique sur la qualité du sol, il semble approprié de décrire la composition chimique de la matière organique.

2. Composition de la matière organique du sol

Voici des estimations de la composition moyenne de la matière organique d'un sol minéral canadien typique : glucides - 10 %; composés azotés - 10% (y compris les protéines, les peptides, les acides aminés, l'ammoniac, les purines, les pyrimidines et les substances azotées non identifiées); alcanes, acides gras, graisses, cires, résines, etc. - 10 %; substances humiques (acide humique, acide fulvique, humine) - 70 %. Ces chiffres peuvent varier d'un endroit à l'autre.

Nous traiterons dans les paragraphes suivants de chacun des groupes des composantes principales de la matière organique.

2.1 Glucides

Les glucides se présentent essentiellement, dans la matière organique, sous forme de polysaccharides (Cheshire, 1979). Ces polysaccharides, après hydrolyse acide produisent des hexoses (glucose, galactose, mannose), des pentoses (arabinose, ribose, xylose), des désoxyhexoses (fucose et rhamnose), des acides uroniques (acide glucuronique et galacturonique) en plus de petites quantités de fructose et de méthyloses (2-O-méthyle-L-rhamnose et 4-O-méthyle-D-galactose). De petites quantités d'alcool de sucre (mannitol et inositol) ont également été trouvées. Les hydrolysats de la matière organique du sol renferment généralement aussi les deux amino-sucres (glucosamine et galactosamine) et parfois également des traces d'acide muramique (Cheshire, 1979; Stevenson, 1982).

Mises à part les traces de sucres hydrosolubles, on ne peut isoler facilement les glucides des sols parce qu'ils sont intimement liés aux composantes non glucidiques. Il n'est pas clair à l'heure actuelle si les glucides constituent un mélange hétérogène de divers polysaccharides renfermant des sucres différents ou s'ils consistent en un seul polysaccharide homogène complexe renfermant divers sucres. Les glucides proviennent de résidus animaux et végétaux et de gomme excrétée par les cellules des microorganismes (Cheshire, 1979).

Parmi toutes les composantes de la matière organique du sol, les polysaccharides sont les plus facilement disponibles comme sources d'énergie pour les microorganismes.

2.2 Composés azotés

L'azote est le seul élément nutritif essentiel qui ne soit pas issu de l'altération des minéraux; il provient de l'atmosphère où il est le principal gaz (79 %) (Schnitzer, 1985). Seuls quelques microorganismes peuvent utiliser le N_2 moléculaire; tous les autres organismes vivants ont besoin de N combiné à d'autres éléments pour survivre. Le sol s'enrichit en azote par fixation de molécules de N_2 dans les microorganismes et par l'apport en ammoniac et en nitrates contenus dans l'eau de pluie. Le sol s'appauvrit en azote par prélèvement à cause des cultures, du lessivage et de la volatilisation. La conversion de molécules de N_2 se produit par la fixation de l'azote biologique. À leur tour, des formes organiques de N sont converties par ammonification et nitrification respectivement en NH_3 et NO_3^-. Presque tout l'azote du sol est combiné ou étroitement associé à la matière organique. Dans un sol typique canadien, la répartition moyenne de N est la suivante : N-acides aminés : 30 %; N-sucres aminés : 3 %; N ammoniacal : 23 %; N dans les purines et les pyrimidines : 2 %; N non identifié : 42 % (Schnitzer, 1985). Si l'on suppose que la moitié du NH_3-N provient de structures complexes renfermant du N, 53 % du N total de la matière organique du sol reste indéterminé. D'après certaines études réalisées récemment, une part du N indéterminé est présent dans les anneaux

hétérocycliques dans la matière organique. L'importance de l'azote dans les sols est de toute évidence liée au fait qu'il s'agit d'une composante importante des prot ines, des acides nucl ïgues, des porphyrines et des alcaloïdes. Il demeure préoccupant que nous ne sachions pas sous quelle forme se présente environ la moitié du N organique qui se trouve dans de nombreux sols agricoles; des études seraient donc nécessaires afin de déterminer de façon précise toutes les formes de N dans le sol.

2.3 Alcanes et acides gras

La matière organique du sol renferme divers groupes de lipides qui vont des alcanes simples et des acides gras aux stérols, aux terpènes, à la chlorophylle, aux matières grasses, aux cires et aux résines (Stevenson, 1982). Comme les lipides sont hydrophobes, ils peuvent altérer les propriétés physiques du sol. Des extraits de sols obtenus dans des conditions supercritiques au n-pentane renferment des alcanes cycliques et des n-alcanes à longue chaîne linéaire (Schnitzer et al., 1986). Les principales composantes sont cependant des acides gras hydroxy et dicarboxylique insaturés, ramifiés et à longue chaîne normale d'origine microbiologique. Des spectres de [^{13}C]RMN de divers types de matières organiques du sol révèlent la présence d'importantes concentrations de structures aliphatiques qui pourraient comporter des cires complexes.

2.4 Substances humiques

Il s'agit de matériaux de type polyélectrolyte, à chimie complexe, qui sont amorphes, foncés, partiellement aromatiques et surtout hydrophiles; ils constituent la majeure partie de la matière organique en poids.

Les substances humiques sont généralement classées en trois fractions selon leur solubilité dans les acides et les bases : I) l'acide humique (AH), qui est soluble dans les bases diluées, mais coagule à l'acidification de l'extrait alcalin; II) l'acide fulvique (AF), la fraction qui reste en solution lorsqu'on acidifie l'extrait alcalin, c'est-à-dire la fraction qui est soluble à la fois dans les bases et les acides dilués et III) l'humine, la fraction humique qui ne peut être extraite du sol par base ou acide dilué (Schnitzer, 1978; Stevenson, 1982). Sur le plan chimique l'AH renferme plus de C et de N mais moins de groupes CO_2H et moins de O que l'AF; de plus il a un poids moléculaire plus élevé que l'AF. Il y a relativement peu de différence en ce qui concerne les teneurs en H et en S ainsi que les concentrations des groupes OCH_3, C = O et OH phénolique. D'après les données publiées et des données de [^{13}C]RMN plus récentes, il semblerait que les caractéristiques analytiques des humines soient semblables à celles des acides humiques.

Selon d'importantes études chimiques et spectroscopiques, 50 à 60 % du poids des matériaux humiques se composeraient de structures aromatiques auxquelles se substituent de nombreux groupes CO_2H et OH (Schnitzer, 1978). Ces structures s'associent grâce à des liens à énergie relativement faible pour former un réseau dans lequel sont absorbés les alcanes, les acides gras, les glucides et les composants azotés. Les particularités de la structure

humique sont sa flexibilité moléculaire et sa capacité d'interaction, grâce à des groupes fonctionnels renfermant de l'oxygène, avec d'autres composantes organiques et inorganiques des sols. Les substances humiques sont donc de bons agents de complexation naturels qui possèdent des surfaces de réaction relativement importantes. Ils sont également d'excellents dispersants et peuvent servir aussi bien d'oxydants que d'agents de réduction. Les substances humiques sont plus résistantes à la biodégradation dans le sol que ne le sont les biopolymères (glucides et protéines). La stabilité des substances humiques résulte de leur arrangement structural compliqué, qui semble les protéger d'une grande hydrolyse enzymatique, de la formation de complexes avec les cations polyvalents et du fait qu'ils sont absorbés sur les minéraux argileux.

2.5 Phosphore et soufre

Le P et le S sont d'autres éléments nutritifs des plantes que l'on retrouve dans la matière organique du sol.

Le P entre en jeu dans presque toutes les voies métaboliques importantes; il est de plus une composante de la structure des acides nucléiques, des coenzymes, des phosphoprotéines et des phospholipides (Tate, 1985). Le P est présent dans les sols sous toute une variété de formes. L'anion orthophosphate interagit avec la matière organique du sol, les carbonates solides, les minéraux argileux et les hydroxydes et oxydes d'Al et de Fe. De petites quantités de P condensé, essentiellement d'origine microbienne, s'observent sous forme de pyrophosphates et de polyphosphates supérieurs. Entre 20 et 70 % du phosphate total des horizons superficiels de la plupart des sols sont sous forme organique, notamment des esters d'acide phosphorique et des hexa-phosphates et penta-phosphates d'inositol. De plus, des phospholipides et des nucléotides sont présents dans les sols en concentrations faibles. Mises à part des traces de glycophosphates, de phosphoprotéines et de glycérophosphates, ainsi que de faibles quantités de phosphonates, la nature chimique d'au moins 30 % du P organique reste inconnue (Tate, 1985). Il est probable que les formes non déterminées de P organique se présentent dans des complexes insolubles avec des minéraux argileux, des oxydes hydratés et de la matière organique du sol.

Il semble que le P organique doit être minéralisé pour être disponible pour les plantes. Certaines formes de P organique récemment établies par [^{31}P]RMN comprennent des diesters d'orthophosphate mais pas d'esters d'orthophosphate. La minéralisation du P organique en P inorganique est effectuée par des microorganismes et des enzymes. Les activités de phosphatase sont généralement nombreuses dans la rhizosphère parce que les populations microbiennes y sont plus élevées et que des phosphatases végétales y sont présentes. Les plantes utilisent également d'autres moyens : ramification des racines, poils radiculaires et rapports symbiotiques avec des mycorhizes, pour extraire le P du sol. D'après des estimations récentes des taux annuels moyens de minéralisation du P organique dans trois sols arables anglais, environ un tiers de l'absorption moyenne de P par les cultures pourrait provenir de la matière organique du sol par minéralisation (Chater et Mattingly, 1979). D'après des estimations antérieures, la matière organique

dans les sols arables anglais pouvait fournir 6 kg P ha^{-1} et du P organique minéralisé pouvait fournir 15 kg P ha^{-1} pour des sols de prairies (Gasser, 1962). La minéralisation et l'immobilisation du P dans les sols sont des processus biologiques importants qui en contrôlent la disponibilité pour les plantes.

La teneur en S des sols varie de 0,002 à 3,5 % (Scott, 1985). Les plantes ont besoin de cet élément pour produire les protéines, les vitamines, la chlorophylle, l'huile glycocydique et des liens sulfure structurellement et physiologiquement importants comme les parois cellulaires et les groupements sulfhydryles. Pour obtenir un rendement maximum de luzerne il faut une part de S pour chaque 11 à 12 parts de N (Biederbeck, 1978). Les plantes tirent essentiellement le S des feuilles sous forme de sulfate dissous et, dans une moindre mesure, de l'atmosphère par absorption foliaire de SO_2. Le cycle du S ressemble à celui du N en ce qu'il possède une importante composante atmosphérique et parce qu'il est associé à la matière organique du sol; il est cependant différent en ce qu'il est surtout disponible par la plante par altération des minéraux (Biederbeck, 1978). Plus de 90 % du S total dans la plupart des sols non calcaires sont présents sous forme organique, dont :

a) Le S organique, réduit en H_2S par un traitement à l'acide iodhydrique. Sont compris les esters de sulfate et les éthers sous forme de sulfate phénolique, de polysaccharides sulfatés, de sulfates de choline et de lipides sulfatés; on considère que c'est la forme la plus labile du S organique.

b) Le S organique, réduit en sulfure inorganique par nickel Raney. Cette fraction semble se composer essentiellement d'acides aminés contenant des S, comme la cystéine et la méthionine.

c) Le S organique, non réduit par acide iodhydrique ou nickel Raney. Il se présenterait sous forme de composés à liens C-S très résistants.

Les principales formes sulfatées dans les sols calcaires sont les sulfates de Mg, de Ca et de Na hydrosolubles. Les principaux facteurs qui modifient l'adsorption des sulfates dans les sols sont le pH, la teneur en oxyde de Fe et d'Al et la concentration de sulfates. On retrouve souvent les sulfates sous forme d'impuretés coprécipitées et cocristallisées du $CaCO_3$, qui sont insolubles. Seuls les sulfates hydrosolubles et adsorbés semblent disponibles pour les cultures.

Dans les sols, les transformations du S résultent essentiellement d'activités microbiennes, bien qu'une oxydation chimique soit également possible. Les principaux processus microbiens sont (Scott, 1985) :

a) La minéralisation : dégradation des grosses molécules organiques renfermant du S en molécules plus petites, puis en sulfate inorganique.

b) L'immobilisation : conversion des molécules inorganiques simples renfermant du S en composés organiques renfermant du S.

c) L'oxydation : conversion des composés inorganiques de S peu oxydés en sulfates.

d) La réduction : réduction du sulfate et des composés intermédiaires en sulfure.

À cause de l'utilisation des combustibles fossiles, des quantités de plus en plus importantes de S sont ajoutées à l'atmosphère, dont la majeure partie sous forme de SO_2. Environ la moitié du SO_2 est oxydée et retombe avec les précipitations sous forme de H_2SO_4, alors que l'autre moitié retombe en poussière sur la végétation, le sol ou l'eau, soit par adsorption directe du gaz, soit sous forme de matières particulaires. Le SO_2 est ensuite oxydé. Le S atmosphérique peut avoir des effets néfastes sur l'environnement parce que sa teneur est très élevée par endroits. Des effets toxiques directs de grandes concentrations de SO_2 sur la végétation et des effets indirects des pluies acides sur le biote aquatique et terrestre ont été signalés. Bien que les oxydes azotés contribuent jusqu'à 30 % de l'acidité des précipitations, c'est l'apport en S qui préoccupe le plus. Le S et le N peuvent être bénéfiques pour les sols, et si ce n'était pas de l'apport atmosphérique, des quantités considérables de S et de N supplémentaires auraient besoin d'être ajoutées au sol pour obtenir une croissance optimale des cultures (Scott, 1985).

3. Effets de la matière organique sur la qualité du sol

La matière organique du sol exerce trois effets principaux sur la qualité du sol :

a) des effets physiques relativement à l'agrégation du sol, l'érosion, le drainage, l'état physique, l'aération, la capacité de rétention d'eau, la densité apparente, l'évaporation, la perméabilité, les propriétés mécaniques, etc.

b) des effets chimiques liés à la capacité d'échange, la complexation des métaux, la capacité tampon, l'approvisionnement en N, P, S et oligoéléments, et leur disponibilité, l'adsorption de pesticides et autres produits chimiques agricoles, etc.

c) des effets biologiques sur les activités des bactéries, des champignons, des actinomycètes, des vers de terre, des racines, des poils radiculaires, de la biomasse, etc.

Chacun de ces effets sera traité plus en détail dans les pages qui suivent.

3.1 Effets physiques

La culture intensive a tendance à réduire la teneur en matière organique du sol, ce qui a un effet néfaste sur les caractéristiques structurales du sol, notamment la taille des pores et des agrégats, la

stabilité des agrégats et une plus grande vulnérabilité à la compaction et enfin, la consolidation par humectation et séchage. La détérioration des caractéristiques structurales conduit à une diminution de la productivité parce qu'elle limite la croissance des racines, l'aération du sol et le drainage. La structure idéale du sol serait un assemblage poreux, friable et peu compact d'agrégats qui permettrait la libre circulation de l'air et de l'eau et faciliterait la culture, la plantation et la libre germination et la croissance des racines.

On peut définir la structure du sol comme étant la taille et l'arrangement des particules et des pores dans les sols (Oades, 1984). Un sol convient bien pour la croissance des plantes lorsque sa structure est telle que les pores peuvent emmagasiner de l'eau pour les plantes, faire circuler l'air et l'eau et laisser pousser les racines. Idéalement, la majeure partie de la fraction argileuse d'un sol cultivé devrait se présenter sous forme de microagrégats floculés (<250 mμ) liés entre eux et à d'autres particules pour former des macroagrégats (>250 mμ). Le diamètre de la plupart des macroagrégats devrait varier de 1 à 10 mm (Oades, 1984). La dégradation des macroagrégats à l'humectation, à cause de la présence d'air emprisonné et du gonflement inégal est dite désagrégation. La désagrégation entraîne une diminution de l'infiltration des pluies ou de l'eau d'irrigation et de la conductivité hydraulique et a un effet sur la stabilité des microagrégats.

L'agrégation comporte le resserrement de particules du sol et la cimentation de ces particules par des agents liants en unités indépendantes. Les agents de liaison peuvent être organiques ou inorganiques.

3.1.1 Agents de liaison inorganiques

L'argile peut lier les particules en agrégats, mais ceux-ci perdront probablement leur forme à l'humectation. Les oxydes hydratés de fer et d'aluminium cimentent les particules en agrégats stables dans l'eau dont les diamètres sont supérieurs à 100 μm, surtout dans les sols qui renferment plus de 10 % de sesquioxydes. Des aluminosilicates très désordonnés et des carbonates de calcium agissent aussi comme liants. L'efficacité du carbonate de calcium pourrait être due, en partie, à la présence de concentrations relativement élevées de Ca dans la solution du sol qui limitent la dispersion et le gonflement.

3.1.2 Agents de liaison organiques

Dans les couches superficielles de nombreux sols agricoles, la matière organique du sol semble jouer un rôle important dans la cimentation des agrégats. Tisdall et Oades (1982) classent les liants organiques selon qu'ils sont transitoires, temporaires ou persistants.

Les agents de liaison transitoires, décomposés rapidement par des microorganismes, comportent les polysaccharides microbiens produits par l'ajout de divers matériaux organiques au sol, ainsi que les polysaccharides associés aux racines et à la biomasse microbienne dans la rhizosphère. Les polysaccharides se forment et se décomposent rapidement; ils sont liés à de

gros agrégats (>250 µm de diamètre) stables passagèrement. Les polysaccharides peuvent être protégés de l'oxydation microbienne par association avec des ions métalliques, des tannins, des matériaux humiques ou par sorption sur des surfaces argileuses; ils persistent alors durant plusieurs années. Le rôle important de liaison que jouent les polysaccharides dans l'agrégation dans les sols a été souligné à de nombreuses reprises (Cheshire, 1979; Tisdall et Oades, 1982; Oades, 1984; Stevenson, 1982). De nombreux microorganismes produisent des mucilages ou gommes exocellulaires qui sont surtout des polysaccharides. Il est clair que dans certains sols, d'autres liants organiques ou même des ciments inorganiques sont actifs (Tisdall et Oades, 1982). Cela est particulièrement vrai dans le cas des agrégats dont le diamètre est supérieur à 50 µm. Ajoutons que les polysaccharides jouent un rôle de liaison moins important dans les sols riches en matière organique.

Les racines et les hyphes, notamment les hyphes micorhiziens vésiculeux et arborescents sont des liants temporaires (Tisdall et Oades, 1982). Ces agents de liaison s'accumulent dans le sol en quelques semaines ou quelques mois à mesure que le système racinaire et les hyphes qui leur sont associés croissent puis persistent durant des mois et même des années. Les pratiques culturales du sol ont un effet sur ces liants. Non seulement les racines approvisionnent le sol en résidus organiques décomposables et font vivre une importante population microbienne dans la rhyzosphère, mais elles servent également d'agents de liaison. Les racines, même une fois mortes, emprisonnent les particules fines en macroagrégats stables. Les résidus provenant des racines se présentent sous forme de racines secondaires fines, de poils radiculaires, de cellules desquamées de la coiffe, de cellules mortes, de mucilages, de lysats et de matériaux volatils et hydrosolubles. La présence de plantes peut également faire augmenter de façon indirecte la résistance à l'eau des agrégats parce qu'elles nourrissent les animaux terricoles (vers de terre et mésofaune), leur permettant de former de larges populations. Les vers de terre peuvent stabiliser la structure du sol en l'ingérant et en le mélangeant intimement à des matériaux organiques humifiés dans son tube digestif. Les hyphes fongiques stabilisent également les macroagrégats. Dans les sols désertiques, des filaments d'algues bleues, des lichens et des hyphes fongiques peuvent stabiliser les sols contre l'érosion.

Les agents de liaison persistants sont des matériaux humiques, partiellement aromatiques, dégradés, associés à des aluminosilicates, de l'aluminium et du fer amorphes. Les agents de liaison persistants comprennent probablement des complexes d'argile - métaux polyvalents - matière organique, A-M-MO et $(A\text{-}M\text{-}MO)_x$ (Edwards et Bremner, 1964), dont le diamètre est inférieur à 250 µm (Tisdall et Oades, 1982). Ces liants proviennent probablement de fragments résistants de racines, d'hyphes, de cellules et de colonies bactériennes (c'est-à-dire d'agents de liaison temporaires) qui se sont formés dans la rhyzosphère. La matière organique du sol serait le centre de l'agrégat et les particules d'argile fine y seraient adsorbées, plutôt que l'inverse (Tisdall et Oades, 1982). Parmi les autres liants persistants, on retrouve les polysaccharides et les matériaux organiques stabilisés par association à des métaux, des oxydes hydratés et des minéraux argileux.

3.1.3 Organisation des agrégats

La formation d'agrégats stables à l'action de l'eau passe par la floculation des particules argileuses en domaines. La matière organique du sol relie les domaines en microagrégats (Oades, 1984).

D'après Edwards et Bremner (1967), les macroagrégats (diamètre > 250 µm) se composeraient de complexes d'argile-métaux polyvalents-matière organique (A-M-MO) où l'argile est liée, par des métaux polyvalents, à la matière organique humifiée. Des particules d'A-M-MO et d'$(A\text{-}M\text{-}MO)_x$ forment des microagrégats [(A-M-MO)x]y dont le diamètre est inférieur à 250 µm. Des liaisons A-M-A et MO-M-MO et même des liaisons d'oxyde d'aluminium et de fer ou de liens hydrogènes peuvent également se présenter. Tisdall et Oades (1982) ont proposé un modèle d'organisation des agrégats selon quatre stades : <0,2 µm → 0,2-2 µm → 2-20 µm → 20-250 µm → >2 000 µm.

Les particules résistantes à l'action de l'eau et dont le diamètre est inférieur à 0,2 µm se présentent souvent sous forme de flocs où les plaquettes individuelles d'argile sont agglutinées et forment une masse floconneuse. Certaines particules sont des agrégats de matériaux très fins cimentés par de la matière organique et des oxydes de fer. La matière organique est adsorbée fermement à la surface des argiles. Les agrégats sont formés d'unités structurales de diverses tailles, cimentées par des agents de liaison.

Les agrégats résistants à l'action de l'eau dont le diamètre est compris entre 2 et 20 µm se composent de particules, de diamètre inférieur à 2 µm, étroitement liées par de la matière organique. La micrographie électronique de sols ou de minces couches de sols permet de voir des bactéries ou des colonies entourées d'une capsule composée de glucides et de substances graisseuses et azotées à laquelle est fermement fixée de l'argile fine. Ces agrégats sont formés de cellules bactériennes vivantes et de particules argileuses, ce qui explique pourquoi une large part de la biomasse microbienne est présente dans la fraction limoneuse. Puisque environ seulement 2 % de la matière organique compose la biomasse (Jenkinson et Rayner, 1977), les agrégats de la taille des limons renfermant des bactéries vivantes doivent être «jeunes». Après la mort et la décomposition des bactéries, des composantes fibreuses caractéristiques de la capsule bactérienne restent en place et lient les particules argileuses. Des fragments d'hyphes fongiques peuvent également entraîner la formation de petits agrégats stabilisés par des débris fongiques.

Les agrégats dont le diamètre est compris entre 20 et 250 µm se composent largement de particules de 2 à 20 µm de diamètre liées par divers ciments, y compris des matériaux organiques persistants, des oxydes cristallins et des aluminosilicates très désordonnés.

Les agrégats dont la taille est supérieure à 2 000 µm sont cimentés par de fins réseaux de racines et d'hyphes; leur stabilité est contrôlée par les pratiques agricoles. Les agents de liaison inorganiques jouent un rôle moins important.

Contrairement à ce qui se produit pour les macroagrégats, la formation des microagrégats n'est pas touchée par les variations de la matière organique résultant de diverses pratiques agricoles; en effet, la formation de macroagrégats, qui dépend en grande partie des racines et des hyphes, est contrôlée par les pratiques cultures. Le nombre de macroagrégats stables diminue à mesure que baisse la teneur en matière organique du sol ou que se décomposent sans être remplacés les racines et les hyphes.

3.1.4 Effet de la matière organique du sol sur les propriétés mécaniques

D'après De Kimpe et al., (1982) la présence de matière organique du sol en réduit la compaction et l'affaisement, phénomènes qui sont liés à la capacité relativement élevée de rétention d'eau de la matière organique. En effet, d'après leur étude de 21 sols arables cultivés au Québec, la majeure partie de la rétention d'eau à la capacité au champ se faisait grâce à la matière organique plutôt qu'à la teneur en argile. De plus, les corrélations entre certains paramètres liés à l'eau (teneur en eau optimale, limites de liquidité et de plasticité) étaient toujours meilleures avec la matière organique qu'avec la teneur en argile pour ces sols. De Kimpe et al ont conclu que les deux variables qui ont un effet sur la densité apparente optimale, c'est-à-dire capacité maximale de déformation par compaction et résistance maximale à la déformation par affaissement des sols, sont contrôlées par la matière organique du sol. Toute recommandation visant à optimiser la praticabilité d'un sol et ses propriétés culturales doit tenir compte de la teneur en matière organique du sol.

3.1.5 Adsorption de l'eau par la matière organique du sol

Les substances humiques, principales composantes de la matière organique du sol, peuvent adsorber de grandes quantités d'H_2O (Schnitzer, 1986). Pour une humidité relative (HR) de 90 %, 1,0 g d'AH adsorbe 225 mg d'H_2O, et 1,0 g d'AF adsorbe 508 mg d'H_2O. L'adsorption se fait en trois étapes : a) adsorption d'une seule couche d'eau jusqu'à ce que l'HR atteigne 35 %; b) adsorption d'une autre couche d'eau jusqu'à ce que l'HR atteigne entre 35 et 60 % et c) adsorption de deux autres couches d'H_2O par l'AH et de six autres couches d'H_2O par l'AF, les couches d'H_2O étant liées par de l'hydrogène (pour une HR > 60 %). L'adsorption de l'H_2O sur les matériaux humiques est un mécanisme coopératif, c'est-à-dire que plus le nombre de molécules d'H_2O absorbées est élevé, plus il est facile pour d'autres molécules d'être adsorbées. La présence dans les matériaux humiques d'un grand nombre de groupes fonctionnels renfermant de l'oxygène, surtout les groupes CO_2H, aide à l'adsorption de l'H_2O parce qu'il y a beaucoup d'oxygène et d'hydrogène permettant de former des liaisons hydrogènes avec l'H_2O. La capacité de rétention élevée de l'eau est considérée par de nombreux chercheurs (Johnston, 1982) comme étant l'une des plus importantes caractéristiques de la matière organique. Ainsi, de la matière organique bien humifiée peut retenir jusqu'à quatre fois son poids en eau (Vaughan et Malcolm, 1985).

3.2 Effets chimiques

3.2.1 Perte de carbone et d'azote résultant de la culture du sol

La culture intensive du sol provoque une réduction de la teneur initiale en matière organique qui tend vers un équilibre; cet équilibre varie selon la quantité de matière organique ajoutée, le climat, l'activité anthropique et l'environnement du sol (Jenny, 1941). En Amérique du Nord, la teneur en matière organique du sol n'a pas encore atteint son équilibre. Dans l'ouest du Canada, après 60 à 80 ans de culture du sol, la concentration de carbone organique dans l'horizon Ap des sols chernozémiques a diminué de 50 à 60 % et celle d'azote organique, de 40 à 50 % (Campbell et al., 1976). La mise en culture des Prairies vierges a provoqué une décomposition rapide de la matière organique du sol et une diminution du taux d'addition de substances organiques de sorte que la concentration d'équilibre de la matière organique a diminué pour atteindre celle que pouvait supporter le nouvel écosystème. Les systèmes et pratiques agricoles en usage dans les Prairies canadiennes ont donné lieu à une diminution prononcée de la matière organique du sol pour les deux raisons suivantes : les apports au système ont diminué par rapport à la situation qui prévalait avant la culture du sol et le travail intensif du sol a accéléré l'érosion (PFRA, 1983). Les auteurs du rapport PFRA (1983) soulignent que les jachères ont eu un effet particulièrement néfaste sur la teneur en matière organique du sol. Dans ce rapport, on considère la jachère comme une forme extrême de travail intensif du sol qui diminue la quantité de résidus végétaux pouvant retourner dans le sol, accélère la perte de la couche arable par les vents et l'érosion qui à leur tour causent la décomposition de la matière organique et la perte de précieux éléments nutritifs d'origine végétale, augmente le lessivage et la dénitrification, provoque la perte d'azote minéral libéré par la matière organique du sol et accélère la perte de matière organique. Campbell et Paul (1978) ont montré que la minéralisation annuelle de l'azote est de 104 kg de N l'hectare dans un sol en jachère alors qu'elle est de 52 kg de N l'hectare dans un chernozème brun en culture. Dans le même ordre d'idées, Dormaar (1979) signale que les systèmes de culture dans lesquels on alterne la culture du blé et la jachère font perdre jusqu'à 60 % du carbone organique des horizons Ah de certains sols des Prairies et il fait observer qu'une augmentation de la fréquence des jachères dans les cultures en rotation se traduit généralement par une diminution plus rapide de la matière organique du sol. Ridley et Hedlin (1968) avaient déjà observé le même phénomène en 1968. En effet, après 37 ans, la matière organique comptait pour 3,7 % du sol où on alternait la culture du blé et la jachère, 4,9 % du sol dans le cas d'une séquence blé-blé-jachère, 4,7 % du sol dans le cas d'une séquence blé-blé-blé-jachère et 7,2 % du sol dans le cas d'une culture continuelle de blé dans l'horizon Ap d'un chernozème noir. Des observations similaires ont été enregistrées également dans l'est du Canada. Par exemple, Martel et Deschenes (1976) font observer que comparativement aux sols des prairies enherbées, des sols adjacents au Québec cultivés depuis 30 ans ont perdu jusqu'à 54 % du carbone organique et 51 % de l'azote total, alors que les agrégats résistants à l'action de l'eau ont diminué de 50 à 84 %. Dans le but de stopper ces pertes excessives de matière organique, les auteurs du PFRA (1983) recommandent : 1) la réduction des jachères; 2) les cultures prolongées

ou continues; 3) la réduction du travail du sol ou l'adoption de systèmes sans travail du sol et 4) l'inclusion de graminées et de légumineuses dans la séquence de culture.

Il ressort clairement dans la documentation que les pratiques agricoles actuelles sont responsables d'une perte importante de la matière organique dans les sols au Canada. Cette perte continuelle de matière organique a de graves conséquences sur la qualité du sol. Lorsque sa concentration en matière organique diminue au-dessous d'une certaine valeur minimale, le sol ne peut pas remplir les nombreuses fonctions signalées dans le présent rapport. Les répercussions sur la production agricole sont assez évidentes : détérioration des propriétés chimiques et physiques, diminution des réserves nutritives et augmentation des coûts de production agricole.

3.2.2 La matière organique du sol et la capacité d'échange cationique

La matière organique dans la plupart des sols minéraux compte pour 30 à 65 % de la capacité d'échange cationique du sol (Campbell, 1978). Plus la matière organique est humifiée, plus sa capacité d'échange cationique est élevée. La capacité d'échange cationique de la matière organique du sol est beaucoup plus élevée que celle des minéraux argileux. Martel et Lavadière (1976) ont déterminé la capacité d'échange cationique des horizons Ap des sols podzoliques et gleysoliques au Québec. La capacité d'échange cationique de la matière organique était de 161 ± 45 meq/100 g dans ces échantillons et de 29,6 ± 6 meq/100 g dans le cas de constituants argileux. Des résultats similaires ont été obtenus pour l'horizon Ap des sols chernozémiques en Saskatchewan, soit 214-223 meq/100 g pour la matière organique et 56-57 meq/100 g pour l'argile (St. Arnaud et Sephton, 1972).

3.2.3 Pouvoir tampon de la matière organique du sol

La majeure partie du pouvoir tampon du sol provient de ses constituants colloïdaux, c'est-à-dire la matière organique et les minéraux argileux. La résistance au changement de pH, faible dans les sols sablonneux, est élevée dans les sols organiques et à texture fine. Sans ce pouvoir tampon du sol, le pH augmenterait beaucoup et la pression osmotique varierait de façon importante sans compter que les cultures de même que les organismes pourraient subir des dommages car l'activité biologique du sol produit constamment des acides et des bases. En outre, l'addition d'engrais, de pesticides et d'autres amendements du sol produit des effets semblables.

3.2.4 Pouvoir de la matière organique du sol de former des complexes avec les métaux

La formation de complexes avec des ligands organiques solubles augmente de façon importante la stabilité des éléments de transition en solution. En l'absence de tels ligands naturels, ces éléments seraient transformés en des formes insolubles par hydrolyse ou seraient adsorbés sur des surfaces minérales ou organiques dans le sol. Les éléments Fe, Mn, Co, Cu et Zn subissent l'hydrolyse dans les conditions qui règnent dans les sols (Linehan, 1985). L'hydrolyse du Fe et du Cu en des formes insolubles, que les

plantes ne peuvent pas assimiler, est susceptible de se produire dans la plupart des sols. L'hydrolyse du Mn, du Co et du Zn en des formes insolubles et non assimilables n'est importante que dans les sols neutres ou alcalins. Les substances hydrolysées sont également importantes car elles peuvent s'adsorber sur les surfaces solides. Le ligand le plus efficace dans le sol est l'AF qui peut former à la fois des complexes métalliques solubles et insolubles dans l'eau, selon le pH, le ratio métal:AF et la force ionique (Schnitzer, 1978). La teneur d'un sol en matière organique totale est importante pour les oligoéléments car elle détermine la dimension du réservoir d'oligoéléments liés et immobilisés. À mesure que la matière organique est minéralisée, les oligoéléments sont libérés sous des formes que les plantes peuvent assimiler. Par ailleurs, une teneur très élevée en matière organique peut causer des problèmes car le taux de libération des métaux peut être trop lent pour donner une agriculture productive. Il serait très important dans ce contexte d'avoir une concentration relativement élevée d'AF en solution dans le sol pour maintenir une quantité suffisante de métaux, y compris les oligoéléments, sous des formes assimilables par les plantes. On peut y parvenir en ajoutant périodiquement au sol de la matière organique fraîche ou compostée.

3.2.5 Interactions entre la matière organique et les pesticides

La persistance, la dégradation, la biodisponibilité, la lessivabilité et la volatilité des pesticides sont des propriétés directement reliées à la nature et à la concentration de la matière organique dans un sol en particulier (Khan, 1978). Les pesticides peuvent s'adsorber sur la matière organique et être retenus par des forces de van der Waal, des liens hydrophobes, des ponts hydrogène, des transferts de charge, des échanges d'ions et des échanges de ligands. La dose à laquelle un pesticide adsorbable doit être appliqué sur un sol peut varier d'un facteur de 20, selon la nature du sol et, dans une large mesure, selon la matière organique qu'il renferme (Stevenson, 1982). La matière organique peut favoriser la dégradation non biologique des pesticides et peut également se lier fortement à des résidus issus d'une dégradation chimique et microbienne partielle des pesticides. Ces processus peuvent jouer un rôle important dans la détoxication et la protection de l'environnement. Les sols accumulent continuellement des quantités croissantes de résidus de pesticides qui peuvent se retrouver dans l'organisme des invertébrés, l'air ou l'eau, être adsorbés par les plantes ou dégradés en d'autres produits (Khan, 1980). Une partie des résidus de pesticides n'est pas extraite par les solvants polaires et non polaires et semble être fixée solidement à la matière organique, notamment aux substances humiques. Certains de ces résidus liés peuvent contenir des molécules de pesticides intactes qui, une fois libérées, peuvent produire des effets biologiques néfastes. Par ailleurs, la forte affinité de certains pesticides pour la matière organique peut représenter une méthode sûre de décontamination. En connaissant les conditions dans lesquelles les persticides réagissent avec la matière organique, on peut les utiliser de façon plus rationnelle et efficace et réduire au minimum leurs inconvénients.

3.3 Effets biologiques de la matière organique du sol

3.3.1 Le sol est un milieu vivant

La lente minéralisation de la matière organique opérée par les macroorganismes et les microorganismes dans le sol fournit aux plantes les nutriments essentiels à leur croissance. Le sol est habité par les organismes les plus divers : bactéries, champignons, actinomycètes, protozoaires, levures, algues, vers de terre et insectes. En général, le nombre d'organismes dans le sol est corrélé positivement avec la concentration de la matière organique dans les premiers 30 à 40 cm de sol (Henis, 1986). Le nombre et la composition des microorganismes peuvent varier d'un jour à l'autre en fonction de l'humidité et de la température, selon que le sol s'assèche ou s'humidifie, qu'il subit le gel ou le dégel, qu'il se réchauffe ou se refroidit ou qu'il est soumis à des fumigations. On peut considérer le sol comme un milieu vivant abritant de nombreux organismes qui respirent (comme en témoignent la consommation d'O_2 et la libération de CO_2), digèrent les nutriments disponibles, libèrent de l'ammoniac à partir d'acides aminés et d'azides et produisent de la chaleur en décomposant la matière organique (Henis, 1986). Les microorganismes du sol jouent un rôle essentiel dans la formation et la décomposition de la matière organique. Les microorganismes actifs dans la décomposition de la matière organique du sol sont hétérotrophes et vivent dans un milieu oligotrophe où les substrats sont limités. Cela signifie que ces microorganismes vivent continuellement dans un état de famine. La vitesse de dégradation de la matière organique est inférieure à la vitesse d'utilisation de ses produits par les plantes et les microorganismes. Ce qui explique pourquoi rares sont les produits de dégradation ou de minéralisation qui s'accumulent, même si on a décelé de faibles concentrations de produits de dégradation tels des alcools et des acides organiques.

3.3.2 Renouvellement de la matière organique et de la biomasse

Jenkinson et Rayner (1977) ont publié un modèle qui rassemble des données recueillies pendant des années sur la vitesse de renouvellement de la matière organique dans des expériences classiques effectuées à Rothamsted. La matière organique est séparée en cinq compartiments : la matière végétale décomposable (MVD, demi-vie de 0,165 années); la matière végétale récente (MVR, 2,31 années); la biomasse du sol (BIO, 1,69 années); la matière organique stabilisée physiquement (MOP, 49,5 années) et la matière organique stabilisée chimiquement (MOC, 1 980 années). Un apport unitaire de matières végétales (1 t de carbone provenant de matières végétales fraîches par hectare par année) dans des conditions d'équilibre donne dans le sol après 10 000 ans, selon le modèle, 0,1 t de carbone dans la MVD, 0,47 t de carbone dans la MVR, 0,28 t de carbone dans la BIO, 11,3 t dans la MOP et 12,2 t dans la MOC. L'âge déterminé par la méthode au C^{14} est de 1 240 ans. La concordance entre la valeur prévue et la valeur mesurée est suffisamment bonne pour indiquer que le modèle représente réellement la vitesse de renouvellement de la matière organique dans des sols soumis à la culture. Après 10 000 ans, la répartition du carbone dans les cinq fractions est : 0,41 % dans la MVD; 1,94 % dans la MVR; 1,15 % dans la BIO; 46,58 % dans la MOP et 50,29 % dans la MOC. La MVD est considérée comme la composante végétale qui se décompose facilement, la MVR représente les structures végétales lignifiées qui sont

plus résistantes, la BIO constitue la partie vivante de la matière organique, la MOP représente de la matière organique vieille de 10 à 100 ans et la MOC, de la matière organique très ancienne. À long terme, aucune fraction ne résiste à la décomposition. Ce processus par lequel s'enregistrent simultanément des pertes et des gains s'appelle le renouvellement, que l'on peut définir également comme le flux de carbone organique dans un volume donné de sol. La vitesse de renouvellement est la quantité de carbone dans un sol à l'équilibre divisé par l'apport annuel de carbone dans ce système (Jenkinson et Rayner, 1977).

La biomasse de sol constitue environ 2 % de la quantité totale de carbone organique dans le sol (Jenkinson et Rayner, 1977) et comprend des bactéries, des champignons, des actinomycètes, des protozoaires, des algues et la microfaune. Cela ne comprend habituellement pas les racines des plantes et la faune mesurant plus de 5×10^3 μm^3 comme les vers de terre (Sparling, 1985). La plus grande partie de la biomasse est normalement inactive, parce que limitée en éléments nutritifs. L'addition de substrats organiques assimilables dans le sol augmente l'activité microbienne et la biomasse. La principale source de substrats organiques est la litière formée par les racines, les feuilles et les tiges des plantes et les substances qui exsudent des racines. Les champignons forment un constituant majeur de la biomasse. La biomasse ne représente qu'une petite partie de la matière organique totale mais, comparativement aux autres constituants, elle est labile et remplit de multiples rôles dans le sol. Elle a un effet sur la décomposition et le renouvellement de la matière organique, l'immobilisation et le recyclage des éléments nutritifs, de même que sur la physiologie des racines et la structure du sol.

Même si la biomasse constitue tout au plus 2 % de la matière organique, Jansson et Persson (1968) estiment que, dans les sols suédois, environ 15 % de la matière organique peut être classée comme «active» ou «labile». Ils croient que c'est la quantité de matière organique «active» qui a un effet déterminant sur la fertilité du sol et qui caractérise l'impact qu'a l'agriculture sur l'environnement. La valeur proposée par Jansson et Persson (1968) est à peu près égale à la concentration des biopolymères (glucides, composés aminés et bases des acides nucléiques) dans la matière organique (Schnitzer, résultats non publiés).

3.3.3 Effets physiologiques de la matière organique dans le sol

En laboratoire, les substances humiques peuvent influencer favorablement la croissance des plantes supérieures, comme on peut le mesurer par l'augmentation de la longueur, du poids frais et sec des pousses et des racines et même par l'augmentation du nombre de racines secondaires et de fleurs (Vaughan et Malcolm, 1985; Rauthan et Schnitzer, 1982). Les substances humiques peuvent également influencer la croissance de microorganismes divers comme les algues, les dinoflagellés, les bactéries et les levures. Les effets précis dépendent de la nature de la substance humique, de sa concentration, de la composition et du pH du milieu de croissance, des conditions de culture et de l'espèce végétale étudiée. Les substances humiques ont des effets directs et indirects. Par exemple, l'AH ou l'AF pourraient avoir un effet direct sur

la synthèse des protéines ou sur les réactions photochimiques dans les plantes. Pour ce faire, l'AH ou l'AF devraient être absorbés par la plante; jusqu'à maintenant, on a observé uniquement l'absorption d'AH de bas poids moléculaire au niveau des racides des plantes et peu de translocation jusqu'aux pousses. La formation d'un complexe avec un cation, empêchant sa précipitation, serait un exemple d'effet indirect de l'AF. À l'heure actuelle, la participation des substances humiques dans des réactions physiologiques en champs doit faire l'objet de recherches plus poussées.

4.1 Concentration idéale de matière organique dans le sol

Comme il en a été question précédemment, les quantités de matière organique présentes dans les sols continuent à diminuer à cause des pratiques culturales actuelles. Les concentrations d'équilibre diminuent sans cesse. Il n'est donc pas possible à l'heure actuelle de prédire la concentration idéale de matière organique pour un sol ou un système d'agriculture donné. En Grande-Bretagne, où la teneur en matière organique a atteint les concentrations d'équilibre dans certains sols, des estimations de l'effet des méthodes culturales modernes sur la fertilité et la structure des sols ont été faites à la fin des années 1960. Les chercheurs ont conclu (Newbould, 1982) que la matière organique du sol contribuait à en déterminer la fertilité et exerçait une influence marquante sur la structure dans les sols instables (qui croit-on renferment de grandes quantités de sable fin, de sable très fin ou de limon et dont la teneur en matière organique serait inférieure à 3 %). Une concentration minimale de 3 % de matière organique a été considérée comme étant essentielle pour qu'un sol sableux soit productif. L'auteur n'a pu trouver dans la documentation qu'un seul exemple de concentration minimum de matière organique valable pour les sols canadiens : c'est la teneur de 5 % proposée par Côté (1980) et rapportée par de Kimpe (1986). Bien qu'il n'existe pas de concentrations de matière organique minimales précises à l'heure actuelle, ces concentrations peuvent être maintenues ou même augmentées lentement par l'utilisation de graminées et de légumineuses, l'ajout de paille avec les fertilisants et des applications de fumier de ferme.

4.2 Travaux de recherche futurs

Au cours de la rédaction du présent rapport un certain nombre de projets de recherche se sont imposés, dont les principaux sont :

1. Caractérisation et identification des formes organiques inconnues de N, P et S, qui renferment une grande partie de ces éléments sous des formes disponibles pour les plantes;

2. Caractérisation et identification des agents de liaison organiques responsables de la formation des agrégats de sol;

3. Mise au point de méthodes de détermination quantitative de la biomasse et de la matière organique du sol «active» ou «labile».

4. Cueillette de renseignements sur la dynamique de la décomposition de la matière organique du sol, notamment la vitesse de renouvellement de la biomasse.

5. Détermination des concentrations minimales de matière organique du sol nécessaires pour le maintien d'une bonne structure et d'un rendement élevé.

6. Évaluation de l'effet de la culture sans travail du sol sur la biodynamique de la matière organique du sol.

5. Résumé

1. La matière organique du sol exerce des effets physiques, chimiques et biologiques sur la qualité du sol parce qu'elle sert d'agent d'amendement, de source d'éléments nutritifs et de substrat pour l'activité microbienne.

2. La matière organique du sol contribue au maintien d'une structure adéquate et stable; en effet, elle sert d'agent de liaison dans la formation d'agrégats, et ainsi assure un drainage et une aération appropriés, protège contre l'érosion, améliore les propriétés mécaniques et joue un rôle important dans la rétention de l'eau.

3. La matière organique du sol est à la fois une source et un réservoir de N, P et S et des oligoéléments essentiels à la croissance des plantes. La matière organique forme des complexes avec de nombreux métaux qui deviennent alors disponibles pour les plantes et les microbes et tamponne les sols (protection contre toute variation marquée du pH). La matière organique du sol interagit également avec les pesticides et aide à leur dégradation et à leur détoxification.

4. La matière organique du sol sert de sites de rétention pour les micro et macro-éléments nutritifs du sol. Les oligoéléments jouent un rôle important dans la formation et la décomposition de la matière organique. La matière organique peut également exercer un impact physiologique direct sur la croissance des plantes.

5. Toutes les propriétés de la matière organique du sol énoncées ci-dessus exercent un impact sur la qualité du sol et illustrent le rôle vital que joue la matière organique du sol sur la fertilité de ce dernier.

RÉFÉRENCES

Aulakh, M.S., Rennie, D.A. and Paul, E.A. 1982. Gaseous nitrogen losses from cropped summer-fallowed soils. Can. J. Soil Sci. 62: 167-196.

Biederbeck, V.O. 1978. Soil organic sulfur and fertility. Pages 273-310 in Soil organic matter. M. Schnitzer and S.U. Khan, eds., Elsevier, Amsterdam.

Campbell, C.A. 1978. Soil organic carbon, nitrogen and fertility. Pages 173-272 in soil organic matter. M. Schnitzer and S.U. Khan, eds., Elseview, Amsterdam.

Campbell, C.a. and Paul, E.A. 1978. Effects of fertilizer N and soil moisture on mineralization, N recovery and A-values under spring wheat grown in small lupimeters. Can. J. Soil Sci. 58: 39-51.

Chater, M. and Mattingly, G.E.G. 1979. Changes in organic phosphorus contents of soil from long-continued experiments at Rothamsted and Saxmundham. Report of Rothamsted Experimental Station 2: 41.

Cheshire, M.V. 1979. Nature and origin of carbohydrates in soils. Academic Press, London. 194 pp.

Côté, D. 1980. La régie des sols lourds. Le producteur agricole, 46-49.

De Kimpe, C.R. 1982. Matière organique versus compaction et tassement des sols. Pages 51-68 dans La compaction du sol, problème, correction et prévention. R. Tériault, éd., Université Laval, Québec.

Edwards, A.P. and Bremer, J.M. 1967. Microagrégates in soil J. Soil Sci. 18: 64-73.

Dormaar, J.F. 1979. Organic matter characteristics of undisturbed and cultivated chernozemic and solonetzic A horizons. Can. J. Soil Sci. 59: 349-356.

Gasser, J.K.R. 1962. Mineralization of nitrogen, sulphur and phosphorus from soils. Welsh Soils Discussion Group 3: 26.

Henis, Y. 1986. Soil microorganisms, soil organic matter and soil fertility. Pages 159-179 in Y. Chen and Y. Avnimelech, eds., The role of organic matter in modern agriculture. Maritinus Nijhoff, Dordrecht.

Jansson, S.L. and Persson, J. 1968. Coordination of humus chemistry and soil organic matter biology by isotopic techniques. Isotopes and Radation in Soil Organic Matter Studies. 111-123. International Atomic Energy Agency, Vienna.

Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York.

Johnston, A.E. 1982. The effects of farming systems on the amount of soil organic matter and its effect on yield at Rothamsted and Woburn. Pages 187-202 in D. Boels, D.B. Davies and A.E. Johnston, eds., Soil degradation. A.A. Balkema, Rotterdam.

Khan, S.U. 1978. The interaction of organic matter with pesticides. Pages 137-171 in M. Schnitzer and S.U. Khan, eds., Soil organic matter. Elsevier Amsterdam.

Khan, S.U. 1980. Pesticides in the soil environment. Elsevier, 240 pp.

Linehan, D.J. 1985. Organic matter and trace metals in soils. Pages 403-421 in D. Vaughan and R.E. Malcolm, eds., Soil organic matter and biological activity. Martinus Nijhoff/Dr. W. Junk, Dordrecht.

Martel, Y.A. and Deschenes, J.M. 1976. Les effects de la mise en culture et de la prairie prolongée sur le carbone, l'azote et la structure de quelques sols du Québec. Can. J. Soil Sci. 56: 373-383.

Newbould, P. 1982. Losses and accumulation of organic matter in soil. Pages 107-131 in D. Boels, D.B. Davies and A.E. Johnston, eds., Soil degradation. A.A. Balkema, Rotterdam.

Oades, J.M. 1984. soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. Plant and Soil 76: 319-337.

Prairie Farm Rehabilitation Administration (PFRA) 1983. Land degradation and soil conservation issues on the Canadian prairies. Agriculture Canada, Regina, Saskatchewan. 326 pp.

Rauthan, B.S. and Schnitzer, M. 1981. Soil organic matter and crop yields as influenced by frequency of summer following. Can. J. Soil Sci. 48: 315-322.

Ridley, A.O. and Hedlin, R.A. 1968. Soil organic matter and crop yields as influenced by frequency of summer following. Can. J. Soil Sci. 48: 315-322.

Schnitzer, M. 1978. Humic substances: chemistry and reactions. Pages 1-64 in Soil organic matter. M. Schnitzer and S.U. Khan, eds., Elsevier, Amsterdam.

Schnitzer, M. 1986. Water retention by humic substances. Pages 159-176 in C.H. Fuchsman, ed., Peat and water. Elsevier Applied Science Publishers, London.

Schnitzer, M., Hindle, D.A. and Meglic, M. 1986. Supercritical gas extraction of alkanes and alkanoic acids from soils and humic materials. Soil Sci. Soc. Am. J. 50: 913-919.

Schnitzer, M. and Khan, S.U. 1972. Humic substances in the environment. Marcel Dekker, New York. 327 pp.

Scott, N.M. 1985. Sulphur in soils and plants. Pages 379-401 in D. Vaughan and R.E. Malcolm, eds., Soil organic matter and biological activity, Martinus Nijhoff/Dr. W. Junk, Dordrecht.

Sparling, G.P. 1985. The soil biomass. Pages 223-262 in D. Vaughan and R.E. Malcolm, eds., Soil organic matter and biological activity, Martinus Nijhoff/Dr. W. Junk, Dordrecht.

St-Arnaud, R.J. and Sephton, G.A. 1972. Contribution of clay and organic matter to cation-exchange capacity of chernoremic soils. Can. J. Soil Sci. 52: 124-126.

Stevenson, F.J., 1982. Humus chemistry. Wiley, New York, 443 pp.

Tate, K.R. 1985. Soil phosphorus Pages 329-377 in Vaughan and R.E. Malcolm, eds., Soil organic matter and biological activity, Martinus Nijhhoff/Dr. W. Junk, Dordrecht.

Tisdall, J.M. and Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable agrégates in soils. J. Soil Sci. 33: 141-163.

Vaughan, D. and Malcolm, R.E. 1985. Influence of humic substances on growth and physiological processes. Pages 37-75 in D. Vaughan and R.E. Malcolm, eds., Soil organic matter and biological activity, Martinus Nijhoff/Dr. W. Junk, Dordrecht.

QUELQUES COMMENTAIRES SUR LA PERTE OU L'ACCUMULATION DE MATIÈRE ORGANIQUE DANS LE SOL ET EFFETS SUR LA QUALITÉ DES SOLS

S.P. MATHUR

Cet article consiste principalement en un résumé des conclusions provisoires et des recommandations qui découlent d'une revue de la documentation pertinente, d'une lecture attentive du rapport de M. Schnitzer portant sur la matière organique du sol en relation avec la qualité du sol, d'observations personnelles et d'entrevues.

Les pertes en matière organique dans un sol

La mécanisation de l'agriculture a entraîné la disparition, dans beaucoup de fermes, des bestiaux et des engrais verts, deux facteurs qui contribuaient à l'enrichissement des sols en permettant de maintenir ou de rétablir les quantités de matière organique dans le sol. Mais on pensait alors que cette modernisation qui s'accompagnait d'une utilisation accrue des éléments fertilisants, en augmentant la production de la phytomasse, permettrait d'augmenter la quantité de matière organique fraîche incorporée aux sols sous forme de résidus de culture. La culture du maïs d'ensilage ou des plantes sarclées produit cependant très peu de résidus de culture. De plus, la paille des céréales se décompose très lentement et à moins qu'il y ait fertilisation avec de grandes quantités de NPK ou de N, l'utilisation de la paille comme amendement peut produire dans les cultures des problèmes de toxicité et de carence en N. Ainsi, dans les endroits où les conditions climatiques constituent une contrainte importante, les agriculteurs qui ont de faibles marges de profit brûlent souvent la paille dans les champs, comme c'est le cas dans les Prairies canadiennes. Cette pratique a aussi d'autres effets néfastes dont l'élimination des effets bénéfiques des résidus de culture sur l'infiltration de l'eau.

Certaines études réalisées antérieurement semblent indiquer que les rendements des cultures ayant reçu des amendements en fumier n'étaient pas très différents des rendements des cultures ayant reçu une fertilisation NPK complète, même si les amendements en fumier permettent parfois de maintenir des niveaux de concentration en matière organique supérieurs. À long terme, cependant, la situation est différente, particulièrement depuis que des variétés à haut rendement et pouvant utiliser plus efficacement la fertilisation azotée ont été introduites.

On s'attendait à ce que, avec l'avènement des pratiques culturales modernes, les taux de matière organique du sol dans les climats tempérés tendent à atteindre de nouveaux niveaux d'équilibre déterminés par le type de système de culture, de climat et de sol. Pour un système et un lieu donnés, les niveaux d'équilibre décroissent dans l'ordre suivant : NPK et fumier de ferme ou résidus de culture seulement; fertilisants NPK seulement; pas de N mais fertilisants PK ou fumier de ferme ou résidus de culture; et jachère.

La supposition tacite suivant laquelle un nouveau niveau d'équilibre est atteint et maintenu a été infirmée par les résultats de certaines études portant sur de plus longues périodes. Par exemple, des données provenant de

la Suède (tableau 1) ont montré que les taux de matière organique continuent de décroître même dans les sols qui ont été cultivés pendant plusieurs décennies. (Newbould, 1982).

Tableau 1

Modifications de la teneur totale en matière organique (% C organique) en fonction du temps dans des sols en Suède

Année de la première culture	Année de la détermination	
	1935	1970
Jamais	3,67	3,88
1600	1,91	1,81
1855	2,60	2,33
1880	3,32	2,56
1910	2,72	2,50

Dans les Prairies américaines et canadiennes où la culture des céréales a été effectuée sans rotation à partir d'environ 1900 jusqu'à 1935, sans ajout d'éléments fertilisants et sans incorporation de résidus de culture dans les sols, et où les rotations jachère/céréales permettant de conserver l'humidité ont été pratiquées à partir de 1937 afin d'étudier l'effet de l'érosion éolienne sur les sols arides, les taux de matière organique du sol ont diminué d'environ 50 %, c'est-à-dire qu'ils sont passés de 1,7 à 0,9 % C. En outre, environ 1,58 % de l'azote des 14 premiers centimètres du sol est «perdu» à chaque année, tandis que les horizons plus profonds perdent moins d'azote. Il en résulte que les rendements commencent à diminuer.

On peut se faire une meilleure idée de la situation avec les sols sableux utilisés pour les cultures en rang. La culture des pommes de terre dans l'Est du Canada en est un exemple. La diminution des taux en matière organique du sol est suffisamment importante pour entraîner des pertes de rendement et pour accroître les besoins en irrigation, laquelle aggrave en retour les pertes en éléments nutritifs, causant ainsi une réduction des marges de profit.

Rétablissement de la matière organique du sol

Les amendements en engrais verts dans les sols sableux utilisés pour la culture de la pomme de terre au Canada ne semblent pas être en mesure de maintenir ou de rétablir les taux de matière organique du sol à un niveau acceptable. Il est donc difficile d'être en désaccord avec les Européens qui affirment que même si les taux de matière organique peuvent être progressivement augmentés grâce aux engrais verts, à l'incorporation des résidus de culture conjuguée avec l'ajout d'éléments fertilisants et à l'utilisation de grandes quantités de fumier de ferme, il n'est pas indiqué de recommander aux agriculteurs d'adopter de nouvelles pratiques qui auraient pour effet de réduire leurs marges de profit. Toutefois, certains résultats récents apportent une lueur d'espoir. Janssen (1984) a évalué l'efficacité relative de différents types de matière organique en ce qui a trait à l'augmentation de la quantité d'humus dans le sol. Ses résultats sont résumés au tableau 2.

Tableau 2

Évolution du taux de matière organique dans le sol après incorporation de différents amendements

Type d'amendement	Nombre d'années après l'incorporation					Âge apparent initial (Années)
	0	1	3	4	8	
	(%)					
Engrais vert	100	20	7	4,5	3	0,99
Paille	100	38	18	14,0	10	1,41
Litière	100	57	34	23,0	14	2,28
Fumier de ferme	100	60	33	25,0	19	2,45
Sciure de bois	100	75	54	40,0	27	3,69
Tourbe A	100	85	71	61,0	51	5,47
Tourbe B	100	96	90,5	86,5	82	13,62

Tandis qu'un engrais légèrement décomposé peut avoir un âge apparent initial de 2,5 années et se décomposer assez rapidement, un fumier de compost «biostable» peut avoir un âge apparent de 3,5 ou 4 années. Ce tableau laisse entendre que les meilleurs amendements organiques seraient la tourbe, les déchets de bois ou les fumiers composés, lesquels, une fois incorporés dans le sol, ne sont pas minéralisés trop rapidement.

À cet égard, le Canada s'avère un pays riche en tourbe et en déchets de bois. De plus, le rejet des déchets de produits de la pêche et des fumiers, lesquels sont en grande partie transportés mais restent encombrants, cause problème dans ce pays.

Des études récentes réalisées par des scientifiques du Centre de recherche sur les sols (par exemple, Mathur et al., 1987, 1988) et leurs collaborateurs montrent que la tourbe peut être utilisée comme milieu de compostage pour plusieurs types de matière organique tels que les déchets des produits de la pêche et les lisiers. Un des résultats importants de cette recherche est que l'inclusion de tourbe et l'utilisation d'un ensemble de tuyaux de ventilation permettent de préparer des composts de haute qualité en moins de deux mois sans qu'il y ait utilisation de systèmes coûteux de retournement, de brassage ou d'aération alimentés en courant.

Une étude récente réalisée en collaboration avec le Centre de recherche en sylvichimie a montré que l'incorporation de 5 à 10 tonnes de compost à base de tourbe peut s'avérer économique, ne serait-ce que comme source d'éléments fertilisants, dans les sols qui produisent des cultures dont la valeur est de 2 000 $ par ha ou plus (par exemple, les pommes de terre et les légumes). Il peut donc s'avérer possible, au moins dans certains sols, de rétablir ou d'augmenter les taux de matière organique sans que les marges de profit des agriculteurs soient amoindries.

Recommandation provisoire

En plus des objectifs proposés par M. Schnitzer, je recommande que l'on envisage la mise en oeuvre de nouvelles recherches portant sur l'utilisation de la tourbe comme milieu partiel ou total pour le compostage des lisiers et des déchets des produits de la pêche, des abattoirs et du secteur forestier afin d'améliorer la qualité du sol et de l'environnement. Une telle entreprise aurait aussi pour effet de donner une impulsion au secteur canadien de la tourbe et permettrait l'établissement d'un nouveau secteur industriel fondé sur le compostage. Comme cette solution pourrait ne pas s'avérer appropriée dans les régions où les valeurs de culture sont inférieures à un certain montant, il faudrait trouver d'autres moyens pour améliorer la qualité du sol, par exemple des méthodes permettant de conserver les sols et de mieux gérer les résidus. Il faudrait aussi envisager l'étude de l'effet des composts de tourbe sur différentes propriétés du sol, sur la structure du sol et sur l'aptitude des composts à supprimer la toxicité des métaux lourds, à permettre que les résidus de pesticides rémanents soient métabolisés par diverses voies métaboliques et à corriger les déséquilibres des éléments mineurs.

RÉFÉRENCE

1. Schnitzer, M. 1989. Soil organic matter and soil quality. This monograph. 33-49.

2. Janssen, B.H. (1984). A simple method for calculating decomposition and accumulation of 'young' soil organic matter. Plant and Soil 76: 297-304.

3. Newbould, P. 1982. Losses and accumulation of organic matter in soils. in D. Boels, D.B. Davies, and A.E. Johnston, eds., Soil Degradation. A.A. Balkema, Rotterdam. pp. 107-131.

4. Mathur, S.P., J.G. Prouxl, M. Lévesque, and R.B. Sanderson. 1987. Composting of an igneous rock phosphate. Proc. Seminar on Agrogeology in Africa. - Commonwealth Sci. Council Technical Publication Series No. 226. 129-145.

5. Mathur, S.P., J.-Y. Daigle, J.L. Brooks, M. Lévesque and J. Arsenault. 1988. Composting seafood wastes. Biocycle 29: Sept. 1988. 44-49.

6. Mathur, S.P., N.K. Patni, and M. Lévesque 1988. Composting of manure slurries with peat without mechanical aeration. Can. Soc. Ag. Engs. paper No-88-123 of the Ag. Inst. of Canada Annual Conf. 1988.

PROPOSITION D'UN SYSTÈME DE CLASSIFICATION DE LA QUALITÉ DES SOLS MINÉRAUX POUR LES TERRES ARABLES

C. WANG, D.R. COOTE ET D.F. ACTON

INTRODUCTION

Depuis plusieurs décennies, la volonté d'atteindre une production élevée et d'améliorer les rendements a poussé, de plus en plus, les agriculteurs à drainer les terres humides et les marécages, à déboiser les terres en pente abrupte, à améliorer les terres difficilement cultivables et de faible rendement, à utiliser de fortes doses de produits chimiques de même que de la machinerie lourde et à pratiquer la monoculture. Tous ces facteurs ont contribué à accélérer la dégradation des sols au Canada (Coote, 1980). Il en a coûté très cher. Le Comité sénatorial permanent de l'agriculture, des pêches et des forêts (Sparrow 1984) a signalé que les agriculteurs canadiens perdaient à cette époque un milliard de dollars en revenus de la ferme à cause de la «dégradation des sols». Évidemment, cette perte de un milliard de dollars par année s'ajoute aux dommages causés à l'environnement, comme la pollution des rivières, des lacs et des eaux souterraines attribuable à l'érosion des sols et à l'utilisation de doses massives de produits chimiques. Ce montant n'inclut pas non plus les dommages écologiques comme la destruction de lieux de reproduction pour les animaux sauvages causée par le drainage des terres humides et des marécages.

Certains sols, comme les sols en pente raide, le sols peu fertiles ou ceux dont la couche d'enracinement est peu profonde, sont difficilement rentables parce que la mise de fonds nécessaire pour améliorer ces sols et leur permettre d'avoir une production soutenue est trop élevée. C'est pourquoi l'aptitude d'un sol à produire un bon rendement année après année moyennant une mise de fonds raisonnable apparaît comme une des caractéristiques importantes d'un sol de bonne qualité.

Le prix des céréales sur le marché mondial a connu d'importantes fluctuations ces dernières années et il est fort probable qu'il en soit de même à l'avenir. C'est pourquoi la polyvalence des terres, permettant aux agriculteurs de s'adapter aux conditions du marché en produisant les récoltes qui rapportent le plus, peut constituer un facteur important pour assurer la prospérité d'une entreprise agricole.

CRITÈRES

Il découle des considérations précédentes qu'un système de classification de la qualité du sol pour les terres arables devrait être fondé non seulement sur la «productivité» de la terre mais aussi sur la «durabilité» de son utilisation, aussi bien du point de vue économique que du point de vue de la qualité environnementale, de même que sur la «polyvalence» de la terre, c'est-à-dire de sa capacité de produire différents types de récolte.

L'utilisation de critères tels que la polyvalence, la productivité et la durabilité des sols pour classer l'aptitude des sols (ou leur qualité) à la

production agricole n'est pas nouvelle. Par exemple, l'Inventaire des terres du Canada (ITC), même s'il ne les mentionne pas spécifiquement, utilise les facteurs climatiques et les facteurs reliés à la productivité et à la durabilité des sols pour classer l'aptitude des sols à la production agricole (ARDA 1965). Cependant, les facteurs climatiques ne sont pas pris en compte de façon uniforme à l'échelle nationale et les facteurs (ou critères) utilisés dans le système de classification de l'ITC ne sont pas tous définis quantitativement. Dans un rapport technique publié récemment et portant sur la classification des terres selon leur aptitude à la culture arable en Alberta, Pettapiece (1987) utilise trois sous-classes pour déterminer les différentes classes d'aptitude. Ces trois sous-classes sont : le climat, le sol et la forme de terrain. Chaque sous-classe est déterminée indépendamment et les classes d'aptitude sont déterminées à partir d'une combinaison de ces trois sous-classes.

Si l'on définit la «polyvalence» comme le nombre de types de culture qu'un sol peut produire, le climat constitue alors le facteur le plus important en ce qui a trait à la polyvalence des sols. La forme de terrain (incluant la pente) est un des facteurs les plus importants en ce qui a trait à la «durabilité» puisqu'elle est liée à l'érosion. Enfin, la «productivité du sol» dépend du climat et de la forme de terrain mais aussi de plusieurs propriétés chimiques et physiques du sol. Ainsi, les raisons qui motivent l'utilisation de la polyvalence, de la durabilité et de la productivité du sol comme critères permettant de définir la qualité du sol pour la culture arable sont identiques à celles qui motivent l'utilisation du climat, de la forme de terrain et du sol comme critères pour caractériser «l'aptitude des terres» (Pettapiece, 1987). Bien que le système de classification de Pettapiece ait été conçu pour l'Alberta, il peut aussi être appliqué à l'échelle nationale.

Dans ce qui suit, nous proposons un système de classification de la qualité du sol reposant sur trois composantes caractérisées indépendamment. La combinaison des trois cotes détermine la classe de qualité du sol. Nous proposons aussi une autre méthode permettant d'évaluer conjointement la polyvalence et la productivité.

<u>1ère composante - La durabilité</u>

L'idée qui sous-tend le système de classement présenté ici est que les sols qui sont très sensibles ou exposés à l'érosion (éolienne ou hydrique) et au compactage ne pourraient pas soutenir une culture intensive à long terme sans que leur productivité soit gravement diminuée. On sait que le compactage du sol peut être corrigé moyennant certains coûts, mais les effets de l'érosion ne sont pas réversibles. C'est pourquoi l'érosion a plus de poids que le compactage dans le système proposé. Le choix de la salinité du sol comme paramètre repose sur le fait qu'une portion de terrain présentant un certain niveau de salinité sera de moins bonne qualité si le sol reste dans la même condition. La salinité, tout comme le compactage, est réversible moyennant un certain coût et a donc elle aussi une importance relative inférieure à celle de l'érosion. Le risque d'acidification du sol n'est pas inclus puisque le chaulage permet de corriger facilement ce problème. Même si l'on sait que certaines régions ne disposent pas actuellement de grandes quantités de pierres

à chaux, nous pensons qu'un sol sujet à l'acidification peut tout de même être cultivé de façon durable. Les critères de détermination de l'aptitude des sols à une production durable et des exemples de classes de durabilité sont donnés ci-dessous.

Critères :

		Condition	Sous-indice
1.	Érosivité attribuable à la pluie et à la fonte des neiges (E) Wischmeier & Smith (1978)	0-33	1
		34-66	2
		67-100	3
		>100	4
2.	Pente (S)	horizontal	1
		0-3%	2
		4-9%	4
		10-15%	8
		15-30%	16
3.	Forme de terrain (L) Acton (1978)	horizontal	1
		incliné	2
		ondulé	2
		valonné	3
		dorsal	3
		découpé	4
		moutonné	4
		buttes et dépressions	4
		abrupt	5
4.	Facteur «C» d'érosion éolienne (C) (Comprend le vent, les précipitations, et la température) Lyles (1983)	0-19	1
		20-39	2
		40-59	3
		60-79	4
		>70	5
5.	Texture (G) (En relation avec l'érosion éolienne et hydrique de même qu'avec le compactage)	loams	1
		L-A, L-S	2
		A-S, S-L, A-Li, L-S TF,	3
		L-Li, Li, S, A	4
6.	Profondeur (R)	> 1 m	1
		< 50 cm avant la couche compacte	2
		50-100 cm avant la roche et la couche cimentée	3
		< 50 cm avant la roche et la couche cimentée	6

7.	Climat et drainage (Y) (en relation principalement avec le risque de compactage) Chapman et Brown (1966) ID = Imparfaitement drainé FD = Faiblement drainé	aucune restriction	1
		zone d'humidité K, L	2
		ID, FD dans les zones d'humidité G, H	2
		zone d'humidité M	3
		ID, FD dans les zones d'humidité K, L	3
		ceinture du Chinook	3
		ID, FD dans la zone d'humidité M	4
8.	Salinité (Z) (existant)	nulle/négligeable	1
		0,1-1 % de la superficie du sol de surface	2
		sous-sol 5-15 %	2
		sol de surface 1-5 %	3
		sous-sol >15 %	3
		sol de surface 5-15 %	4
		sol de surface >15 %	5

Exemples : Les données apparaissant dans le tableau 1 proviennent d'un fichier cartographique non publié sur la dégradation des sols dont les cartes ont été établies à l'échelle 1 : 1 000 000 (Coote) et d'un fichier cartographique sur la forme de terrain (Shields).

Tableau 1. Classes de durabilité de quelques polygones de sol au Canada.

Prov.	N° poly	R+Rs E	Pente S	Forme de terrain L	Vent C	Texture G	Épaisseur R	Climat Y	Salinité Z	Total	Classe
T.-N.	92	3	16	3	1	2	1	3	1	30	4
N.-É.	213	3	2	2	1	2	1	2	1	14	1
Î.-P.-É.	13	3	8	3	1	3	1	2	1	22	3
N.-B.	48	3	8	3	1	2	2	2	1	22	3
	266	3	2	2	1	3	1	3	1	16	2
QC	40	3	1	1	1	2	1	3	1	13	1
	751	2	8	2	1	4	1	3	1	22	3
ONT.	215	3	8	4	1	2	1	1	1	21	3
	14	3	2	2	1	2	1	2	1	14	1
MAN.	107	2	2	4	1	1	1	1	2	14	1
SASK.	51	1	4	4	3	2	1	1	3	19	2
ALB.	644	1	2	2	3	4	1	3	3	19	2
	694	2	2	2	1	1	1	2	1	12	1
C.-B.	41	4	4	3	1	3	1	1	1	18	2

La somme des valeurs des sous-indices varie de 8 à 41. Si l'on tient compte de la situation géographique des 14 polygones ci-dessus, on peut définir provisoirement les classes comme suit :

Tableau 2. Limites des classes de durabilité

Somme des sous-indices de durabilité	Classe de durabilité	
<15	1	Supérieur
15-19	2	Moyen
20-25	3	Bas
26+	4	Non durable

Les sols ayant les caractéristiques suivantes sont considérés comme non durables quant à leur utilisation agricole : a) pente > 30 %; b) substratum rocheux ou couches cimentées à moins de 20 cm de la surface du sol.

Quand un grand nombre de polygones auront été évalués et après avoir recueilli l'avis de pédologues de toutes les régions du pays, il est probable que des modifications seront apportées au système pour ajuster à la fois les valeurs des sous-indices et les classes de durabilité.

2e composante - La polyvalence

Les critères proposés ici (tableau 3) sont similaires aux sous-classes climatiques du système de classification de l'aptitude des terres proposé par Pettapiece (1987). Les catégories d'humidité (A) sont toutefois établies suivant les sous-classes d'humidité du sol définies dans le système canadien de classification des sols (Comité d'experts sur la prospection pédologique d'Agriculture Canada 1987) en fonction des déficits ou des surplus en eau dans les sols. Les données d'humidité du sol dont nous disposons sont limitées dans la plupart des régions du Canada. Les sous-classes d'humidité du sol peuvent être établies en calculant par une méthode simple le bilan hydrique à partir des données de précipitations mensuelles et du taux d'évapotranspiration potentielle relatives à la saison de croissance (Baier et Robertson 1965). La température (H) est caractérisée suivant le nombre de degrés-jours réels de croissance. Ce critère est meilleur que le nombre de degrés-jours de croissance parce qu'il prend aussi en compte le fait que la photopériode est plus longue dans le nord du Canada durant les mois d'été (Pettapiece 1987). Les limites des classes des facteurs A et H (tableau 3) sont arbitraires. Elles devront être mises à l'épreuve afin que l'on puisse établir des limites plus appropriées.

Tableau 3. Critères de détermination des classes de polyvalence des sols* dans les terres arables.

Humidité (A)		Température (H)	
Sous-classe de régime hygrométrique	Cote de A	Degrés-jours réels de croissance	Cote de H
Perhumide et humide	1	> 3300	1
Sub-humide	2	3300 - 2801	2
Subaquique	3	2800 - 2301	3
Semi-aride	4	2300 - 2001	4
Aquique	5	2000 - 1701	5
Subaride	6	1700 - 1501	6
Peraquique	7	1500 - 1301	7
Aride	8	1300 - 1100	8
Régime aqueux	Non durable	< 1100	Non durable

* Les cotes de l'humidité (A) et de la température (H) sont établies de façon indépendante, et la valeur la plus basse détermine la classe de polyvalence du sol.

3e composante - La productivité du sol

Les critères utilisés pour estimer la productivité du sol pour les cultures arables sont présentés au tableau 4. Chacun de ces critères sera quantifié à l'aide d'un sous-indice semblable à celui utilisé pour établir les classes de durabilité. Ces sous-indices seront déterminés ultérieurement. Nous prévoyons aussi tester ces critères d'une manière semblable à celle ayant permis d'obtenir les résultats du tableau 1 afin de déterminer des limites de classe appropriées pour cette troisième composante. À partir de notre expérience et des discussions que nous avons eues avec plusieurs prospecteurs pédologiques, nous avons classé tous les sous-groupes de sol du système canadien de classification des sols suivant leur productivité (tableau 5). La cote des sols selon leur productivité est habituellement supérieure à la cote établie par l'ITC d'après l'aptitude des sols à la production agricole parce que les facteurs climatiques ne sont habituellement pas pris en considération dans notre classification des sols selon leur productivité. Le tableau 5 s'avère utile pour déterminer, à l'aide des informations que l'on peut retrouver dans un fichier où la forme du terrain est caractérisée, la classe de qualité du sol.

Tableau 4. Critères utilisés pour déterminer la classe de productivité du sol dans les terres arables.

Facteurs relatifs au sol de surface 0 - 20 cm	Facteurs relatifs au sous-sol 20 - 120 cm
Texture (M)	Texture (m)
Structure et consistance (D)	Structure et consistance (d)
Teneur en carbone organique (F)	--
Réaction du sol (V)	Réaction du sol (v)
Teneur en carbonate (K)	Teneur en carbonate (k)
Salinité (N)	Salinité (n)
Pierrosité à la surface (P)	--
	Profondeur à laquelle les racines peuvent se rendre (r)
	Drainage (w)

Tableau 5. Classification des sous-groupes de sol selon leur productivité pour les cultures arables.

Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Inapte
BM.O	BM.GL	BE.GL	BDY.DU	CT.O
BM.E	BM.EGL	BE.EGL	LG.FRGL	CT.BR
N.O	BE.O	BS.DU	PH.P	CT.R
N.R.	BE.E	BS.GL	PH.DU	CT.GL
N.CA	BS.O	BS.EGL	PH.FR	CS.O
N.E	BS.E	BDY.O	PFH.P	CS.BR
GF.O	BF.O	BDY.E	PFH.DU	CS.R
GF.R	BF.R	BDY.GL	PFH.FR	GS.GL
GF.CA	BF.CA	BDY.EGL	PHF.P	GL.FR
LBG.O	BF.E	B.O	PHF.DU	PH.OT
LBG.BR	BF.GL	B.R	PHF.FR	PFH.OT
LG.O	BF.SZ	B.CA	SZ.B	PFH.OTGL
LG.F	BF.EGL	B.GL	SZ.BF	PHF.OT
LG.BR	BF.RGL	B.SZ	SZ.N	PHF.OTGL
RH.O	BF.CAGL	B.RGL	SZ.A	
RH.CU	BF.SZGL	B.CAGL	SZ.BGL	
	N.GL	B.EGL	SZ.BFGL	
	N.EGL	B.SZGL	SZ.NGL	
	N.SZ	GH.FE	SS.B	
	N.RGL	G.O	SS.BF	
	N.CAGL	G.R	SS.N	
	N.SZGL	G.FE	SS.GF	
	GF.GL	GL.O	SS.G	
	GF.SZ	GL.FE	SS.BGL	
	GF.RGL	LBG.PZGL	SS.BFGL	
	GF.CAGL	LG.FR	SS.NGL	
	GF.SZGL	LG.PZGL	SS.GGL	
	GH.O	LG.SZGL		
	GH.R	PH.O		
	GL.HU	PFH.GL		
	LBG.PZ	PFH.SMGL		
	LBG.GL	PHF.GL		
	LBG.BRGL	PHF.SMGL		
	LG.PZ	R.GL		
	LG.GL	R.CUGL		
	LG.FGL	SO.B		
	LG.BRGL	SO.BF		
	LG.SZ	SO.N		
	PFH.O	SO.GF		
	PFH.LU	SO.G		
	PFH.SM	SO.BGL		
	PHF.O	SO.BFGL		
	PHF.LU	SO.GGL		
	PHF.SM			
	R.O			
	R.CU			
	RH.GL			
	RH.CUGL			

Remarques

1. La cote de qualité diminue d'un rang (par exemple, un sol de classe 2 passe à la classe 3) si la coupe témoin a une texture sableuse, squelettique-loameuse ou squelettique-argileuse.

2. La cote diminue de deux rangs si la classe granulométrique est squelettique-sableuse.

3. Les sols ayant les caractéristiques suivantes sont classés comme inaptes à la production agricole :

   - Classe granulométrique fragmentaire;
   - pH (dans le $CaCl_2$ 0,01M) du sol de surface est $\leq 3,0$;
   - < 50% de carbonates dans le sol de surface;
   - C.E. > 12 ds/m dans le sol de surface;
   - Régime hygrométrique aqueux;
   - Présence de gleysols dans les dépressions;
   - Pierrosité de surface de classe 4 ou 5.

DÉTERMINATION DE LA CLASSE ET DES SOUS-CLASSES DE QUALITÉ DU SOL

a) Classe de qualité du sol

Les classes de qualité du sol sont déterminées grâce à l'indice de qualité du sol, lequel représente la somme des cotes des trois composantes mentionnées précédemment (c'est-à-dire la polyvalence, la durabilité et la productivité du sol). Si l'une des trois composantes reçoit la cote «inapte», le sol est automatiquement reconnu lui aussi comme «inapte». En plus de la classe «inapte», la durabilité et la productivité comportent chacune quatre classes tandis que la polyvalence est divisée en huit classes. Ainsi, l'indice de qualité du sol varie de 3 à 16. La relation entre l'indice de qualité du sol et les classes de qualité est la suivante :

Indice de qualité du sol	Classe de qualité du sol
3 à 5	1 supérieur
6 à 8	2 bon
9 à 11	3 moyen
12 à 14	4 bas
15 à 16	5 mauvais

b) Sous-classes de qualité du sol

Les sous-classes de qualité du sol sont utilisées pour indiquer le ou les facteurs limitants pour chacune des classes de qualité. Un maximum de trois critères, parmi les critères apparaissant aux tableaux 1,3 et 4, peuvent être utilisés comme suffixes ajoutés à la classe, ce qui permet ainsi de constituer des sous-classes. La classe 1 ne comporte pas de sous-classes puisque les sols de cette classe n'ont pas de facteurs limitants. À titre d'exemple, un sol ayant reçu la cote 3CA est un sol de classe 3 qui est sujet à l'érosion éolienne et dont le régime hygrométrique pose certains problèmes.

Une méthode de rechange pour évaluer conjointement la polyvalence et la productivité des sols.

Dumanski et al. (1988) ont utilisé l'équation suivante pour obtenir un indice de polyvalence des terres (Physical Land Flexibility Index, PLF) dans la région des Prairies canadiennes.

$$PLF = \sum_{i=1}^{n} Si\ Yi/Ymi$$

où Si = portion de l'unité cartographique apte à produire la culture i (%);
Yi = rendement potentiel attendu de la culture i exprimé en poids frais (kg ha^{-1})
Ymi = rendement maximum attendu de la récolte i exprimé en poids frais (rendement potentiel) dans la zone d'étude (kg ha^{-1});
n = nombre de récoltes utilisé pour les analyses

Des indices PLF ont été calculés pour la région des Prairies en prenant en considération huit récoltes (blé de printemps, maïs, soya, haricot, orge, avoine, canola et tournesol). Après avoir comparé les résultats obtenus avec cette formule avec ceux obtenus par l'évaluation des sols et du climat, Dumanski et al. (1988) sont arrivés à la conclusion que les indices PLF sont supérieurs pour évaluer la polyvalence des terres. Cela est dû au fait que le rendement (ou la production) se trouve intégré dans cet indice en plus des paramètres liés au sol et au climat. La prise en compte du rendement permet de mieux pondérer les effets du sol et du climat sur la polyvalence des sols.

CONCLUSION

Les indices PLF constituent potentiellement le meilleur critère pour évaluer la polyvalence des sols à l'échelle nationale. Pour l'instant, les indices PLF ont été calculés seulement pour la région des Prairies. L'évaluation de ces indices pour tous les sols cultivés au Canada devrait être une priorité importante dans tous les projets visant à déterminer la qualité des sols et à évaluer les terres. Si les indices PLF s'avèrent appropriés pour évaluer la polyvalence des sols, la troisième composante utilisée pour déterminer la qualité des sols (la productivité) pourrait ne plus être utile parce que ces indices tiennent compte du climat et de la productivité.

RÉFÉRENCES

Acton, D. 1978. Classification des formes de terrain. In : Le système canadien de classification des sols. Commission canadienne de pédologie, 1978. Publication 1646 du ministère de l'Agriculture du Canada. 170 pp.

ARDA. 1966. Classification des sols selon leur aptitude à la production agricole. Rapport de l'inventaire des terres du Canada. Ministère des Forêts, Ottawa, Canada.

Baier, W. and Robertson, G.D. 1965. Estimation of latent evaporation from simple weather observation. Can. J. Plant Sci. 45: 276-284.

Chapman, L.J. et Brown, D.M. 1966. Les climats du Canada et l'agriculture. Rapport de l'inventaire des terres du Canada, no 3, ministère des Forêts et du Développement rural, Canada.

Comité d'experts sur la prospection pédologique d'Agriculture Canada, 1987. Le système canadien de classification des sols. 2e édition. Publication 1646 du ministère de l'Agriculture du Canada, 170 pp.

Coote, D.R. 1980. The deterioration of agricultural land. Agrologist, Fall : 12-14.

Dumanski, J., Zeng, Z.Y. and Kirkwood, V. 1988. Assessing the physical land flexibility of the prairie region of western Canada. In Crop production risks in the Canadian prairie region in relation to climate and land resource (J. Dumanski and V. Kirkwood eds.). Land Resource Research Centre, Technical Bulletin 1988-5E, Agriculture Canada, Ottawa 144 pp.

Lyles, L. 1983. Erosive wind energy distributions and climatic factors for the west. J. Soil and Water Conservation. 38: 106-109.

Pettapiece W.W. (ed.). 1987. Land capability classification for arable agriculture in Alberta. Alberta Soils Advisory Committee. 103 pp.

Sparrow, H.O. 1984. Nos sols dégradés : le Canada compromet son avenir. Comité sénatorial permanent de l'agriculture, des pêches et des forêts, Ottawa, 143 pp.

Wischeier, W.H. and Smith, D.D. 1978. Predicting rainfall erosion losses A guide to conservation planning. USDA Agriculture Handbook 537. 58 pp.